



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

GEOMORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA ISLA ROBINSON CRUSOE, ARCHIPIÉLAGO JUAN FERNÁNDEZ

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

VALENTINA ISABEL ASTUDILLO MANOSALVA

PROFESOR GUÍA:

LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

SEBASTIEN CARRETIER

JACOBUS LE ROUX

SANTIAGO DE CHILE

2014

RESUMEN

La isla Robinson Crusoe ($33^{\circ}39'S/78^{\circ}50'W$) es una clásica isla oceánica asociada a un *hotspot*, perteneciente a la cadena volcánica de la dorsal de Juan Fernández (JFR), en la placa de Nazca. La historia geológica de esta isla incluye una fase de crecimiento rápido y procesos erosivos que han desmantelado parte de la estructura volcánica. Ambos factores son propios del desarrollo insular y, por ello, un análisis geomorfológico permitiría comprender aspectos importantes de su evolución. En el presente estudio, se realizan análisis de batimetrías de alta y baja resolución, y de MSD de la isla que, junto con observaciones en terreno, cálculo de parámetros geomorfométricos, estimación de tasas y análisis de *knickpoints*, permiten determinar algunos de los procesos ocurridos durante la evolución de la cadena volcánica y, en particular, de Robinson Crusoe.

La dorsal se presenta con volcanismo episódico, con tasas totales de producción de $3,4 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, con una primera fase eruptiva menos voluminosa, luego un gap de 220 km y un reinicio de la actividad volcánica continua, formando una cadena lineal, con tasas de $4,5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$. Presenta tres islas, tres guyots, once montes submarinos grandes y, al menos, cinco montes pequeños ($<1000 \text{ m}$). Además, presenta progresión de edades de sus edificios volcánicos y subsidencia. Todas estas características resultan típicas de cadenas volcánicas submarinas sobre placas de rápido movimiento.

RC, edificio volcánico de Robinson Crusoe y Santa Clara, es el más grande de la cadena volcánica. Este ha sufrido un intenso proceso erosivo, se encuentra en las fases finales de erosión subaérea y está cercano a convertirse en una isla arrasada. Su *shelf break* se encuentra a -510 m del nivel del mar actual, lo que indica tasas de subsidencia total mínimas del orden de 0,08 mm/año, que se puede dar por ajustes isostáticos, enfriamiento de la litósfera y/o desplazamiento desde el *hotspot*. Se distingue otra plataforma de abrasión más extensa (a -170 y -250 m), una zona de *rift* con orientación cercana a N-S, un cañón y canales submarinos con continuidad con las cuencas, posibles conos y flujos de lava submarinos, además de cicatrices de deslizamiento y depósitos de remociones en masa. Presenta tasas de erosión totales del orden de 60-90 km^3/Ma y tasas de erosión por abrasión marina promedio de 2-2,8 mm/año.

Por su parte, la sección emergida de RC representa un 0,2% del volumen total del edificio y sus cuencas tienen tasas de erosión del orden de 100 $\text{t}/\text{km}^2\text{año}$. Aquellas con orientación este presentan mayor desarrollo y desembocan en el nivel del mar, en cambio, las con orientación oeste, terminan en un acantilado y presentan formas anómalas. Tanto estas diferencias como un mayor ancho en la plataforma insular hacia el suroeste y oeste, sugieren que los vientos predominantes condicionarían las características de las olas y corrientes de resaca, y dadas las notorias diferencias, la abrasión marina tendría un rol principal en la erosión de la isla y formación de la plataforma insular. Esto, junto con diferencias de precipitación debido a variaciones en la altura topográfica y a la existencia de cambios eustáticos, indicaría una estrecha relación entre el sistema climático y la evolución de la isla.

A quienes siguen sus sueños...

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, debo agradecer a todas las instituciones que cooperaron con el desarrollo de esta memoria.

A Bentos y a sus miembros, por facilitar información primordial para el estudio de esta memoria, con muy buena disposición y ayudando ante las dudas relacionadas al manejo de la información.

A las entidades estatales, DIFROL, por entregar libremente insumos importantes y compartir material, voluntariamente, para un mejor desarrollo del estudio llevado a cabo, y al SHOA, por la entrega de información batimétrica.

A las entidades participantes de la Expedición Islas Oceánicas 2014, en particular, a los miembros de la Comisión Geodesia, por su ayuda, consejos e invitación a la expedición; y a la Armada de Chile, por el desarrollo logístico durante la salida y por la camaradería. Se agradece, especialmente, a los miembros de la cámara de sargentos pertenecientes e invitados al Buque Comandante Toro.

Agradezco a mi profesor guía Luis Lara, por permitirme trabajar en esta memoria, embarcada en el proyecto FONDECYT N° 1110966: *Nazca intraplate volcanism: geochronology, magmatic evolution and geodynamics of Juan Fernández Ridge*, y por su apoyo en la participación de las salidas a terreno, además de sus consejos y las discusiones llevadas a cabo. También agradezco a los miembros de la comisión, Jacobus Le Roux y Sébastien Carretier, por sus sugerencias y por las discusiones generadas.

Igualmente, agradezco a Javier Reyes, Gabriel Orozco y Oliver Cooper por su continuo apoyo durante todo el desarrollo de la memoria, tanto en terreno como en la obtención de resultados y por las discusiones generadas, que me ayudaron mucho en las decisiones tomadas. También gracias por todo el apoyo moral que me han dado. Gracias a Juanito, Roberto y Emily por su ayuda en laboratorio, que pese a que los resultados no se presentan en la memoria, fueron de mucha ayuda en esta etapa. A Blanca, por toda la ayuda brindada y favores realizados durante todos estos años en geología.

Agradezco a mis papás, por sus enseñanzas, cariño y apoyo constante durante todos los años de mi vida y a mis hermanos, por su alegría, su locura y por sus críticas.

Agradezco a todos los grandes amigos/as que tengo, que me han apoyado, ayudado y dado alegría durante todos estos años. A los colegio, a los del barrio, a los compañeros de viajes, a los de plan común, a los geología y a mis compañeros/as de curso en geología. ¡Gracias por su amistad, consejos, críticas, favores y alegrías entregadas! Gracias Oliver por todo el amor, paciencia, ayuda y apoyo que me has dado.

Finalmente, agradezco a todos quienes han compartido un abrazo, una sonrisa o un consejo conmigo y a todos aquellos que me ayudaron durante mi estadía en la universidad y en el desarrollo de esta memoria.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 BREVE RESEÑA HISTÓRICA DE ESTUDIOS ANTERIORES	2
1.2 OBJETIVOS	2
1.2.1 GENERAL	2
1.2.2 ESPECÍFICOS	3
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO	3
1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	3
1.5 METODOLOGÍAS.....	4
2. MARCO REGIONAL	5
2.1 MARCO GEOLÓGICO	5
2.1.1 ROBINSON CRUSOE Y SANTA CLARA	5
2.1.2 ALEJANDRO SELKIRK.....	11
2.2 MARCO GEOMORFOLÓGICO	12
2.2.1 RELIEVE DE MADUREZ EMINENTE	13
2.2.2 RELIEVE DE MADUREZ MODERADA.....	13
2.2.3 RELIEVE JUVENIL	15
2.3 METEOROLOGÍA Y CLIMA ACTUAL.....	16
2.4 SUELOS Y VEGETACIÓN	18
2.4.1 SUELOS Y EROSIÓN.....	18
2.4.2 VEGETACIÓN.....	19
3. MARCO TEÓRICO	23
3.1 GENERALIDADES	23
3.1.1 MONTES SUBMARINOS Y SUS MORFOLOGÍAS	23
3.1.2 ISLAS OCEÁNICAS DE <i>HOTSPOT</i>	28
3.1.3 ANÁLISIS DE CUENCAS.....	34
3.2 DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ	36
3.2.1 MONTES SUBMARINOS ESTUDIADOS.....	37

4. METODOLOGÍA.....	40
4.1 TERRENO.....	40
4.1.1 TERRENO MAYO 2013.....	40
4.1.2 EXPEDICIÓN DIFROL ISLAS OCEÁNICAS SEPTIEMBRE 2013.....	40
4.2 ESTUDIO DE BATIMETRÍA.....	40
4.2.1 BATIMETRÍA GLOBAL.....	40
4.2.2 BATIMETRÍA DE ALTA RESOLUCIÓN.....	43
4.3 ANÁLISIS MORFOLÓGICOS Y MORFOMÉTRICOS DE CUENCAS.....	48
4.3.1 MODELOS DE ELEVACIÓN O DE SUPERFICIE DIGITAL.....	48
4.3.2 DEFINICIÓN DE CUENCAS Y CÁLCULO DE PARÁMETROS.....	49
4.3.3 VOLÚMENES ERODADOS Y TASAS DE EROSIÓN.....	50
4.3.4 PERFILES DE TALWEG.....	51
4.3.5 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ISLA.....	51
5. ANÁLISIS BATIMÉTRICO.....	52
5.1 DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ.....	52
5.2 RC Y ROBINSON CRUSOE.....	59
5.2.1 GENERALIDADES.....	59
5.2.2 VOLUMEN.....	61
5.2.3 EDAD DEL <i>PLATEAU</i> Y TASAS DE EROSIÓN.....	63
5.2.4 TASAS DE ABRASIÓN MARINA.....	63
5.2.5 MORFOLOGÍAS SUBMARINAS.....	64
5.2.6 CARACATERÍSTICAS GENERALES Y SEDIMENTOS EN EL <i>PLATEAU</i>	74
6. ANÁLISIS GEOMORFOMÉTRICO Y GEOMORFOLÓGICO.....	75
6.1 ANÁLISIS DE MODELOS DE SUPERFICIE DIGITAL.....	75
6.1.1 ASTER GDEM.....	75
6.1.2 SRTM.....	75
6.1.3 CONAF.....	75
6.1.4 DIFROL (ASTRIUM).....	75
6.2 ANÁLISIS DE CUENCAS.....	76

6.2.1	DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS CUENCAS	76
	78
6.2.2	DESCRIPCIÓN GEOMORFOMÉTRICA DE LAS CUENCAS	79
6.2.3	VOLUMEN ERODADO Y TASAS DE EROSIÓN	81
6.2.4	PERFILES DE TALWEG Y <i>KNICKPOINTS</i>	84
6.3	EROSIÓN COSTERA Y ACANTILADOS.....	88
6.4	INDICADORES DE ALZAMIENTO	89
6.4.1	<i>PILLOW LAVAS</i>	89
6.4.2	SEDIMENTOS MARINOS Y DEPÓSITOS DE PLAYA	90
7.	DISCUSIONES	92
7.1	LIMITACIONES DEL ESTUDIO.....	92
7.1.1	CONSIDERACIONES	93
7.2	DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ	95
7.2.1	DIFERENCIAS A LO LARGO DE LA CADENA VOLCÁNICA SUBMARINA.....	95
7.2.2	EDIFICIOS VOLCÁNICOS	97
7.2.3	SUBSIDENCIA EN LA CADENA.....	99
7.3	RC Y ROBINSON CRUSOE	102
7.3.1	INTERPRETACIÓN DE MORFOLOGÍAS.....	102
7.3.2	RELIEVE SECCIÓN EMERGIDA Y PROCESOS CONDICIONANTES	106
7.3.3	EVOLUCIÓN.....	109
7.3.4	ESTADO ACTUAL.....	111
7.4	RELACIÓN ENTRE SISTEMAS	112
7.5	COMPARACIÓN CON OTRAS ISLAS OCEÁNICAS.....	116
8.	CONCLUSIONES.....	118
9.	BIBLIOGRAFÍA.....	120

ANEXOS	128
ANEXO A: SIMBOLOGÍA Y LEYENDA MAPA GEOMORFOLÓGICO.....	128
ANEXO B: INFORMES BENTOS	129
1.1 INSTRUMENTOS UTILIZADOS EN BATIMETRÍAS MULTIHAZ POR BENTOS	129
1.1.2 CAMPAÑA 2012.....	129
1.1.3 REBUSCA CASA 212	129
1.2 ETAPAS DE PROCESAMIENTO DE DATOS BATIMÉTRICOS	129
1.3 CARACTERÍSTICAS SEABEAM1050	130
1.4 TEST DE CALIBRACIÓN REALIZADOS.....	130
ANEXO C: MAPAS DE PENDIENTES	131
ANEXO D: PERFILES N-S Y W-E DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS.....	133
ANEXO E: UBICACIÓN DE PERFILES TOPOGRÁFICOS.....	137
ANEXO F: MODELOS DE POSICIÓN DE PUNTOS DE MÁXIMA ALTURA.....	138

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Ubicación de la isla Robinson Crusoe.....	4
Figura 2.1: Mapa geológico de la isla Robinson Crusoe.	6
Figura 2.2: Sucesiones volcánicas. SPL y SPIm.....	7
Figura 2.3: Sucesiones volcánicas. SBP y Conglomerado.....	8
Figura 2.4: Unidades no estratificadas. Formación Bahía Tierra Blanca y unidad subvolcánica	10
Figura 2.5: Islas de la dorsal de Juan Fernández. Santa Clara y Alejandro Selkirk	11
Figura 2.6: Isla Robinson Crusoe.....	12
Figura 2.7: Relieve de madurez eminente	13
Figura 2.8: Relieve de madurez moderada.....	14
Figura 2.9: Relieve juvenil.	15
Figura 2.10: Mapa geomorfológico de la isla Robinson Crusoe.	17
Figura 2.11: Suelos y vegetación en Robinson Crusoe.	20
Figura 2.12: Mapa de vegetación (Greimler <i>et al.</i> , 2001).	22
Figura 3.1: Esquema básico de conceptos morfológicos de guyots (Smoot, 1991)..	23
Figura 3.2: Batimetría esquemática de guyots y montes submarinos, de distintos tamaños, típicos del océano Pacífico norte (Vogt y Smoot, 1984).....	26
Figura 3.3: Etapas de la evolución estructural de los montes submarinos (Staudigel y Clague, 2010).....	27
Figura 3.4: Etapas 6, 7 y 8 de la evolución de las islas oceánicas sin arrecifes.	28

Figura 3.5: Evolución de tasas de producción de magma, topografía y procesos clásticos dominantes, en islas oceánicas de acuerdo a la edad de los edificios. Tomado de Ramalho <i>et al.</i> (2013) (modificado de Schmincke (2004)).....	29
Figura 3.6: Factores que condicionan las líneas de costa en las islas oceánicas (Ramalho <i>et al.</i> , 2013).....	30
Figura 3.7: Características dorsal de Juan Fernández.....	36
Figura 3.8: Batimetría de alta resolución del sector del complejo O'Higgins. Modificado de Yañez <i>et al.</i> (2001).....	38
Figura 4.1: Gráfico de área versus elevación máxima de islas oceánicas rehecho por Mitchell (2001), original de Vogt y Smoot (1984)	43
Figura 4.2: Posición de puntos de muestras de sedimentos. Figura obtenida de BENTOS S.A., 2011.	45
Figura 4.3: Modelos de reconstrucción de la superficie inicial, pre-erosión. Caso Puerto Inglés	51
Figura 5.1: Montes submarinos, guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández (JFR)....	52
Figura 5.2: Área de los montes submarinos e islas de la dorsal de Juan Fernández	57
Figura 5.3: Modelo ráster multi-resolución de RC (edificio volcánico de Robinson Crusoe y Santa Clara).	59
Figura 5.4: Perfiles topográficos/batimétricos de RC en el sector de batimetría de alta resolución (franja N-S).....	60
Figura 5.5: Modelo 3D (TIN) de la sección del volcán sobre la superficie de erosión inicial (desde el <i>shelf break</i>) cuya altura máxima se sitúa en la posición actual del cerro El Yunque.....	62
Figura 5.7: Morfologías submarinas cóncavas hacia el noreste.	65
Figura 5.6: Perfiles transversales de canales y cañones submarinos.	65
Figura 5.8: Perfiles batimétricos transversales a la cicatriz de deslizamiento en el flanco este del <i>rift zone</i>	66
Figura 5.9: Perfiles topográficos de morfología indefinida en el sector suroeste de la batimetría de alta resolución.....	67
Figura 5.10: Mapa de sombreado en el sector de batimetría de alta resolución (franja N-S).....	68
Figura 5.11: Figuras 3D de morfologías interpretadas de batimetría de alta resolución. .	70
Figura 5.12: Morfologías en el sector entre el extremo SW de Robinson Crusoe y extremo norte de Santa Clara.	71
Figura 5.13: Morfologías submarinas en el extremo suroeste de Robinson Crusoe..	72
Figura 5.14: Mapa geomorfológico del sector de la franja N-S de alta resolución.....	73
Figura 5.15: Fotografías submarinas de la Bahía Cumberland.	74
Figura 6.1: Comparación de modelos de elevación digital o modelos de superficie digital presentes para el sector de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara.	76
Figura 6.2: Fotografías de las cuencas o quebradas más importantes de Robinson Crusoe.	77
Figura 6.3: Continuación de Figura anterior.	78
Figura 6.4: Zonas con intensa alteración.....	79

Figura 6.5: Mapa de pendientes de Robinson Crusoe mostrando líneas de divisoria de aguas de las cuencas seleccionadas, red hídrica y ríos para perfiles de talweg ...	80
Figura 6.6: Perfiles longitudinales de talweg de quebradas o ríos.	85
Figura 6.7: Fotografías de <i>knickpoints</i> pequeños debido a cambios litológicos.	87
Figura 6.8: Morfologías producto de la erosión por las olas.	88
Figura 6.9: <i>Pillow lavas</i> en cuenca El Pangal.	90
Figura 6.10: Depósitos y sedimentos marinos y/o costeros.	91
Figura 7.1: Progresión de edades en la franja continua de la dorsal de Juan Fernández.	96
Figura 7.2: Tendencias evolutivas de los montes submarinos, guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández.	98
Figura 7.3: Estimaciones del nivel del mar basado en isótopos para los últimos 9 Ma (Miller <i>et al.</i> , 2005).	100
Figura 7.4: Perfil longitudinal del río desde Paso de la Primera Agua hasta el cañón submarino Cumberland, al este de la bahía homónima.	103
Figura 7.5: Esquema de la evolución de RC desde la etapa de isla emergente hasta hoy.	110
Figura 7.6: Resumen del estado actual de RC e interacción de agentes erosivos. Perfil SW-NE.	115

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 5.1: Resumen de edad del piso oceánico según Müller <i>et al.</i> (2008) y edad de montes importantes.	53
Tabla 5.2: Parámetros de los montes submarinos e islas de la dorsal de Juan Fernández.	54
Tabla 5.3: Parámetros morfométricos de los guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández.	58
Tabla 5.4: Parámetros morfométricos de los perfiles topográficos de la Figura 5.4. E	61
Tabla 5.5: Volumen de superficie 3D (TIN) para distintas configuraciones de formas subaéreas, según distintas ubicaciones del punto de máxima elevación del edificio volcánico RC.	61
Tabla 5.6: Estimaciones volumétricas de RC, casos con y sin sedimentos pelágicos.	62
Tabla 5.7: Ancho de la plataforma insular y tasas de abrasión marina.	63
Tabla 6.1: Parámetros geomorfométricos de las cuencas/quebradas principales de la isla Robinson Crusoe.	82
Tabla 6.2: Volúmenes erodados y tasas de erosión de la isla Robinson Crusoe.	83
Tabla 6.3: Altura de los <i>knickpoints</i> y quiebres en la pendiente con respecto al nivel del mar.	87
Tabla 7.1: Datos de subsidencia de guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández.	100

1. INTRODUCCIÓN

Las islas oceánicas son relieves relativamente transitorios, sin mayores diferencias litológicas ni una tectónica tan compleja, cuya morfología es muy indicadora de los procesos erosivos (Ferrier *et al.*, 2013a). Varios estudios de geomorfología y/o geomorfometría (Hildenbrand *et al.*, 2008; Ferrier *et al.*, 2013a; Menéndez *et al.*, 2008; Llanes *et al.*, 2009) se han realizado en este tipo de islas, muchas de las cuales se asocian a la actividad de una pluma mantélica que da origen a un *hotspot*.

En la dorsal de Juan Fernández (JFR), en la placa de Nazca, el *hotspot* –que estaría ubicado al oeste de Alejandro Selkirk (ex Mas Afuera) (Von Heune *et al.*, 1997)–, por estar bajo una placa rápido movimiento (De Mets *et al.*, 1994; Kendrick *et al.*, 2003), debería generar volcanes de corta vida magmática y una larga tendencia de subsidencia, formando una cadena lineal con progresión de edades en los edificios volcánicos, según lo estudiado de otras cadenas volcánicas (Ramalho *et al.*, 2013). Por su parte, la fuente mantélica, capaz de sufrir cambios composicionales en el tiempo (Reyes Vizcarra, 2012), podría encontrarse a una profundidad media en el manto (Montelli *et al.*, 2006).

Las islas del archipiélago Juan Fernández se encontrarían en la cuarta etapa de evolución de los montes submarinos, propuestas por Staudigel y Clague (2010). Es en la etapa subaérea donde se pueden apreciar mejor los fenómenos erosivos que afectan a las islas, incisión fluvial, abrasión marina y remociones en masa, que dependen tanto de la geodinámica externa (clima, precipitaciones, cambios eustáticos, etc.) como de la interna (volcanismo, alzamiento y subsidencia, etc.) del sistema.

Robinson Crusoe (ex Mas a Tierra), tiene cerca de 4,1 Ma (edad datada más antigua, de Lara *et al.*, en prep.) y presenta diferencias geomorfológicas y climáticas entre el sector este y oeste. Estudios geológicos, aunque existentes, son escasos y aún existen incertidumbres sobre su evolución.

El estudio conjunto de morfologías submarinas y subaéreas, procesos y depósitos de erosión e indicadores de alzamiento o subsidencia permiten comprender de mejor manera los procesos que llevaron a la construcción del relieve actual de la isla. En particular, con este estudio se espera corroborar la tendencia esperada para este tipo de cadena volcánica, descubrir algunos procesos erosivos sufridos por el edificio volcánico de la isla Robinson Crusoe y determinar su estado evolutivo actual. Además, ver la posible contribución del sistema climático (precipitación, vientos, etc.) en el estado morfológico actual de la isla. Lo anterior, para aportar al estudio de la geodinámica de las islas oceánicas en general y aumentar el conocimiento de las islas del archipiélago de Juan Fernández.

1.1 BREVE RESEÑA HISTÓRICA DE ESTUDIOS ANTERIORES

La isla ha sido estudiada desde el siglo XIX, por diversos investigadores como Bertero (1830), Caldenleugh (1831), Renard (1876), Plate (1896), Darapsky (1886), Schulze y Pöhlmann (1894), que hicieron algunas primeras observaciones sobre la geología de la isla y/o analizaron muestras aleatorias de roca, como reporta Quensel (1920). Este último, junto con Skottsberg (1956), analiza la petrología de las rocas de la isla con mayor detalle. Desde entonces ya se conocía la existencia de basaltos, picritas, tobas, material piroclástico y depósitos sedimentarios. De estas investigaciones, algunos incluyen observaciones y descripciones de roca de las islas Santa Clara y Alejandro Selkirk. Aun así, los estudios de la dorsal de Juan Fernández, hasta entonces, fueron muy reducidos.

A mediados del siglo XX, estudios más avanzados se realizaron de la isla. Keyvan-Shocouhi (1982) y Baker *et al.* (1987), revisan la geoquímica de la dorsal, Stuessy *et al.* (1984) hacen algunas dataciones y el Instituto Nacional de Investigación de Recursos Naturales (IREN) hace una investigación de los recursos físicos del archipiélago de Juan Fernández, que incluye información de la geología, geomorfología, estudios del drenaje, de los suelos, etc., tanto de Robinson Crusoe como de Alejandro Selkirk. En 1987, Morales Van de Wyngard realiza una memoria donde analiza la geología de la isla Robinson Crusoe, que incluye la geomorfología, la definición de secuencias y unidades geológicas, junto a estudios petrográficos profundos, e incluye una posible evolución de la actividad volcánica de la isla. Por otro lado, Devey *et al.* (2000) estudian los montes submarinos Friday y Domingo, y Contreras Reyes (2001), Kopp *et al.* (2004) y Sepúlveda Lema (2013) lo hacen para el complejo O'Higgins.

En el marco del proyecto FONDECYT N° 1110966: *Nazca intraplate volcanism: geochronology, magmatic evolution and geodynamics of Juan Fernández Ridge*, del cual forma parte esta memoria, se han hecho dos memorias: una de la evolución magmática de la dorsal (Reyes Vizcarra, 2012) y otra de las secuencias sedimentarias holocenas e implicancias en el alzamiento de la isla (Sepúlveda San Martín, 2013). Además, una tesis de magíster sobre análisis de diques está siendo preparada.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 GENERAL

Deducir parte de la evolución geológica de la isla Robinson Crusoe, a partir del estudio de su geomorfología, tanto subaérea como submarina, mediante un análisis general de la batimetría existente, cálculo de tasas de erosión y análisis de parámetros geomorfológicos y geomorfométricos, para comprender la evolución geodinámica de la dorsal de Juan Fernández.

1.2.2 ESPECÍFICOS

- a) Comprender parte de la evolución de la cadena de montes submarinos e islas de la dorsal de Juan Fernández mediante un examen de la batimetría global.
- b) Estudio de morfologías submarinas a partir de batimetrías de alta resolución locales del edificio volcánico.
- c) A partir de modelos de superficie digital, obtener perfiles, determinar parámetros geomorfológicos y calcular tasas de erosión de las cuencas de la isla Robinson Crusoe.
- d) Determinar posibles alzamientos y subsidencias de la isla, interpretando paleo-marcadores del nivel del mar y formas costeras.
- e) Comparar resultados obtenidos con aquellos existentes de otras islas oceánicas.

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Los rasgos geomorfológicos de la isla Robinson Crusoe responden a factores propios de la evolución de una isla oceánica asociada a un *hotspot* y, consecuentemente, es posible inferir aspectos cruciales de su desarrollo a partir del análisis de esos rasgos.

En particular, el análisis geomorfológico cuantitativo y cualitativo a partir de modelos de superficie digital, facilitaría inferir tasas de erosión que, junto a un análisis general de las cuencas y morfologías del edificio volcánico, permitirían deducir rasgos generales de la evolución geodinámica de la dorsal de Juan Fernández.

1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La isla Robinson Crusoe se encuentra en los $33^{\circ}38'25''\text{S}/78^{\circ}51'00''\text{W}$, en el archipiélago Juan Fernández (Figura 1.1).

Actualmente, existen dos aerolíneas que llegan a la isla, desde el aeródromo Tobalaba al aeropuerto en el sector Bahía del Padre, en Robinson Crusoe. Estas son LASSA y ATA, y demoran entre 2 y 3 horas en llegar a la isla. Además, se puede arribar en buques de carga (por ejemplo: Iorana Cargo); o, excepcionalmente, en buques de la Armada de Chile, a la bahía Cumberland. Por vía marítima el viaje puede durar entre 24 y 72 horas, dependiendo del tipo de embarcación.

Dentro de la isla, existen distintos senderos para llegar a las cuencas principales: Puerto Inglés, Vaquería, Puerto Francés, Bahía Villagra y Bahía Cumberland. Los senderos pueden estar, eventualmente, deteriorados por lluvias o derrumbes y CONAF es la institución encargada de su mantención. Esta sugiere acompañamiento de guías para algunas rutas. Otra forma de llegar a las cuencas es a través de botes pesqueros y desembarcar por medio de cachuchos, kayaks o zodiacs.

Algunos accesos en la isla son muy complicados y su habilitación está sujeta estrictamente al clima, ya sea por los vientos, tamaño de las olas o lluvias.

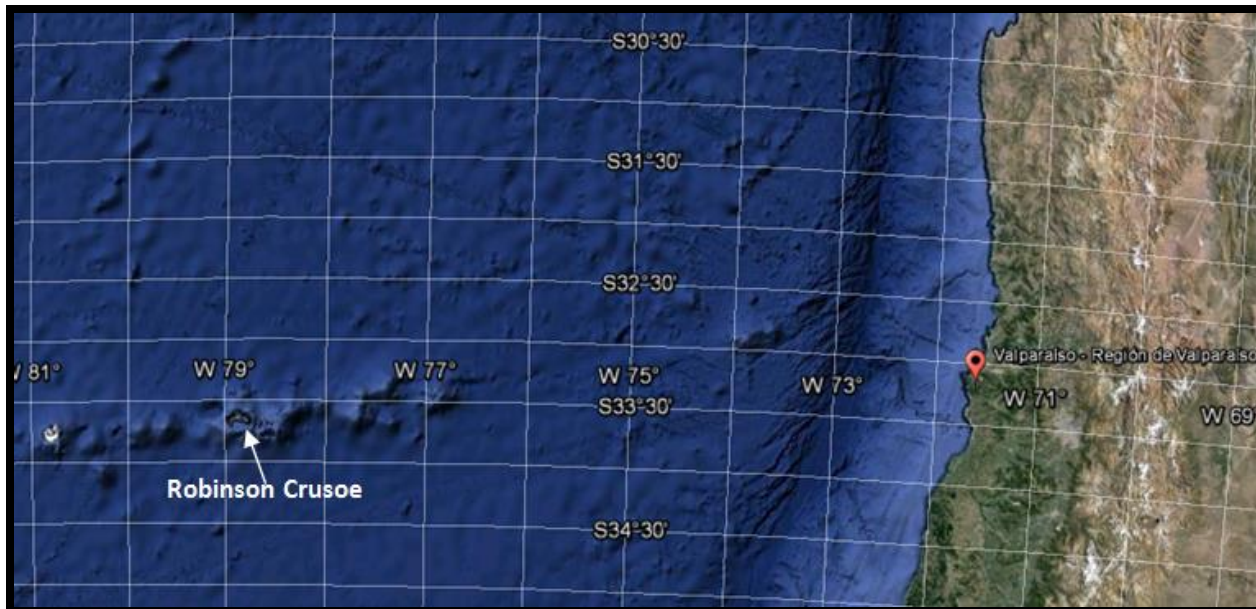


Figura 1.1: Ubicación de la isla Robinson Crusoe. Referencia: ciudad de Valparaíso. Imagen de Google Earth.

1.5 METODOLOGÍAS

Este estudio consta de distintas etapas y variadas metodologías.

Se realizan dos terrenos, en mayo y septiembre del 2013, donde se realizan observaciones generales de la geomorfología de la isla, se buscan indicadores de paleoniveles del mar, se identifican depósitos aluviales y se reconocen las unidades volcánicas en cuencas principales de la isla.

Se realiza un análisis geomorfológico y geomorfométrico de los montes submarinos y uno particular del edificio volcánico de la isla Robinson Crusoe, a partir de batimetrías de baja (GEBCO) y alta resolución (SHOA y Bentos). Se genera un mapa geomorfológico en el sector de batimetría de alta resolución y variados perfiles topográficos.

Adicionalmente, se determinan parámetros geomorfométricos en varias cuencas de la isla Robinson Crusoe y se estiman tasas de erosión de estas.

Finalmente, se realiza un análisis de indicadores de paleoniveles del mar con depósitos de lava submarinos y perfiles de talweg.

El detalle de las metodologías se encuentra en la Sección 5. METODOLOGÍAS.

2. MARCO REGIONAL

2.1 MARCO GEOLÓGICO

2.1.1 ROBINSON CRUSOE Y SANTA CLARA

Las islas Robinson Crusoe y Santa Clara (Figura 2.5.A), forman parte del mismo edificio volcánico. Están constituidas mayoritariamente por rocas volcánicas máficas que pueden dividirse en tres secuencias delimitadas por discordancias angulares e hiatos temporales. Se componen de basaltos afaníticos a porfíricos con fenocristales de clinopiroxeno, olivino y, ocasionalmente, plagioclasa (Reyes Vizcarra, 2012). Las rocas son subaéreas, con algunas facies submarinas y están disectadas por gran cantidad de diques y cuerpos hipabisales, estos últimos asociados a áreas de alteración hidrotermal. En Robinson Crusoe, hay presencia de enclaves ultramáficos duníticos y de un cuerpo intrusivo leucocrático formado por sienitas y sienodioritas de clinopiroxeno (Reyes Vizcarra, 2012). También, se encuentran depósitos sedimentarios de menor potencia, como arenas eólicas, calcretas (Lara Pulgar, 2010; Morales Van de Wyngard, 1987), conglomerados y brechas de distintas edades y niveles de alteración.

El mapa geológico se presenta en la Figura 2.1. Una nueva versión se encuentra, actualmente, en un proceso de edición.

Morales Van de Wyngard (1987) define, informalmente, cuatro unidades estratificadas, a las cuales llama Secuencias Punta Larga, Puerto Inglés, Bahía del Padre y Estratos de Bahía Tierra Blanca. Además, distingue unidades no estratificadas: Intrusivo Punta Larga y Unidades Subvolcánicas Basálticas. A estas ‘Secuencias’ se les nombrará, desde ahora, ‘Sucesiones’ y a los Estratos de Bahía Tierra Blanca se les llamará Formación Bahía Tierra Blanca.

2.1.1.1 UNIDADES ESTRATIFICADAS

2.1.1.1.1 SUCESIÓN PUNTA LARGA (SPL)

Corresponde a coladas de lavas basálticas que afloran en la península suroeste de la isla Robinson Crusoe y en el extremo oeste de Santa Clara. Parece ser la unidad emergida más antigua de la isla, con una edad de $5,8 \pm 2,1$ Ma según Stuessy *et al.* (1984) y $3,85 \pm 0,15$ Ma según Lara *et al.* (en prep.). Su aspecto general es masivo y de tonalidad verde grisácea (Figura 2.2.A). Se distingue una brecha volcánica cercana a Punta Meredaxia¹.

Debido a diferencias petrográficas, la sucesión puede dividirse en dos grupos: basaltos afaníticos y basaltos porfíricos. Geoquímicamente, las rocas corresponden a basaltos y andesitas basálticas, mayoritariamente toleíticas y de medio -K, con un

¹ La ubicación de localidades específicas se encuentra en Anexo E.

2.1.1.1.2.1 *Unidad Inferior-SPLi*

En la localidad de Cordón Escarpado, esta unidad se presenta como una franja continua de orientación NW-SE y NE, en los niveles topográficos inferiores, hasta el sector de quebrada Juanango. En las quebradas Villagra y las Rosas¹, se encuentra a lo largo del acantilado litoral como una franja orientación NS y WE (Morales Van de Wyngard, 1987). Tendría una edad de $4,1 \pm 0,09$ Ma (Lara *et al.*, en prep.).

La unidad corresponde a brechas piroclásticas, tobas (cristalinas y líticas) y basaltos (Morales Van de Wyngard, 1987). Al describir una andesita basáltica de piroxeno, calcoalcalina y de alto-K, Reyes Vizcarra (2012) interpreta a esta unidad como la que presenta los productos volcánicos más diferenciados.

2.1.1.1.2.2 *Unidad Media-SPIm*

Se presenta irregularmente en los niveles topográficos medio y bajo del área centro-oriental de la isla y su punto más occidental es la ladera suroeste del cerro Tres Puntas. En Santa Clara, se encuentra en el extremo sureste (Figura 2.2.B). Está compuesta de coladas de lavas basálticas con sus respectivos depósitos de brechas basales y materiales piroclásticos localmente intercalados, de color gris rojizo a gris verdoso. Existe presencia de basaltos feldespáticos y acumulaciones puntuales de materiales piroclásticos que se disponen irregularmente, en forma de lentes entre los flujos de lava, tefras de ceniza-lapilli y tobas de ceniza (Morales Van de Wyngard, 1987).

Edades recientes obtenidas de esta unidad van de $3,8 \pm 0,08$ a $3,88 \pm 0,04$ Ma (Lara *et al.*, en prep.). Reyes Vizcarra (2012), divide en tres tipos de rocas según sus diferencias petrológicas: ‘Lavas de Bahía Cumberland’, que son basaltos afaníticos; ‘Lavas de Puerto Inglés’, que son basaltos porfíricos; y ‘Lavas ricas en olivino’, que son potentes columnas de coladas lávicas, basaltos y picritas porfíricas. Se interpreta la unidad como transicional –de afinidad alcalina a toleítica– (Reyes Vizcarra, 2012).

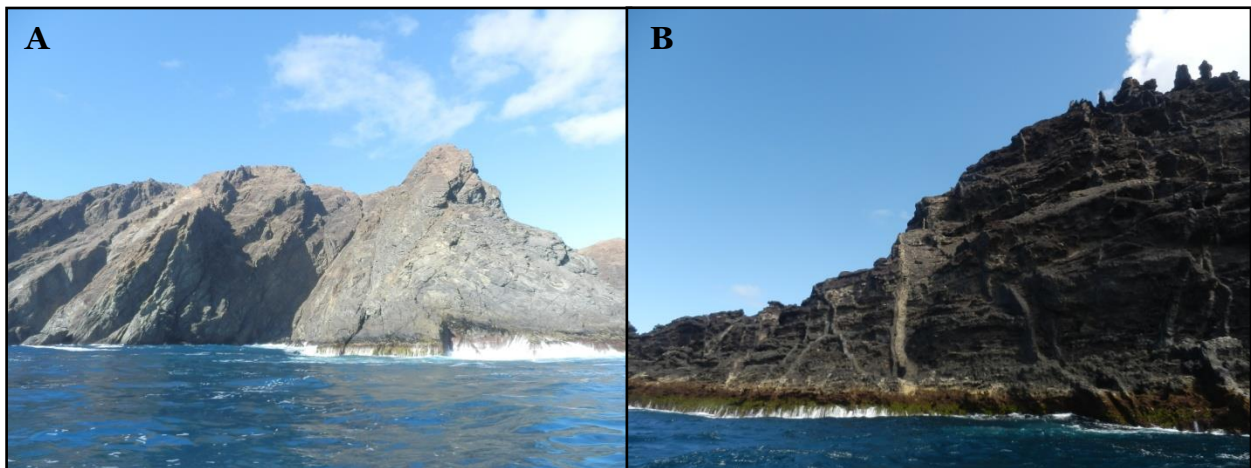


Figura 2.2: Sucesiones volcánicas. A) SPL, sector El Tapon¹, Robinson Crusoe. No se distingue estratificación y la roca está alterada; B) SPIm, Santa Clara. La unidad se presenta intruida por múltiples diques.

2.1.1.1.2.3 Unidad Superior-SPIs

La unidad aflora en el sector del cerro Central¹ (Figura 6.2), como franja elongada de dirección aproximada SE-NW, en los cordones montañosos más altos de la isla. Corresponde a flujos de lavas basálticas y sus respectivas brechas, de litología similar a SPIm. En general, son basaltos color gris medio y las brechas son monomíticas, mal seleccionadas y de clastos angulosos (Morales Van de Wyngard, 1987). La escasez de fenocristales permite clasificarlos como basaltos afaníticos con presencia de vesículas. Además, por su mineralogía y geoquímica, se pueden clasificar como basaltos alcalinos de clinopiroxeno y olivino (Reyes Vizcarra, 2012).

2.1.1.1.3 SUCESIÓN BAHÍA DEL PADRE (SBP)

Corresponde a una serie de depósitos piroclásticos y flujos de lavas basálticas de carácter alcalino que se localizan como formas aisladas dentro de la península sur occidental (Figura 2.3.A), y del extremo sur y nororiental de la isla Robinson Crusoe (Figura 6.1.A, B y C). En Santa Clara, aparece en dos afloramientos. Hay presencia de basanitas y enclaves ultramáficos de dunita (Reyes Vizcarra, 2012). Su edad es variable, de $0,77 \pm 0,14$ Ma a $1,38 \pm 0,05$ Ma (Lara *et al.*, en prep.).

La sucesión se encuentra como afloramientos aislados presentes en áreas paleogeográficamente deprimidas. Su límite inferior está en discordancia angular con basaltos alterados de la SPL, en Bahía del Padre (Figuras 2.3.A y 2.9.B), y su límite superior, en discordancia por erosión con los depósitos de arenas fosilíferas de la Formación Bahía de Tierra Blanca (Morales Van de Wyngard, 1987).

2.1.1.1.3.1 Unidad Inferior-SBPI

La unidad presenta depósitos piroclásticos estratificados de tobas y brechas de lapilli, cenizas y tobas de ceniza-lapilli. Las brechas presentan un grado de soldamiento moderado, mientras que las tobas, moderado a fuerte. Cerca del límite inferior, se encuentran abundantes cristales de pirita diseminada en la matriz tobácea. Su distribución abarca el flanco noreste de Bahía del Padre, se presenta irregularmente

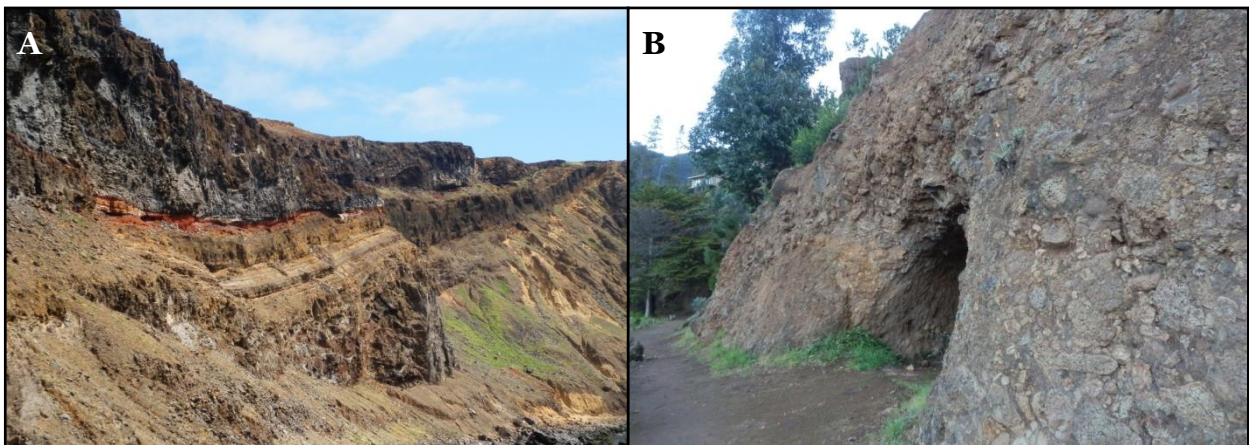


Figura 2.3: Sucesiones volcánicas. A) SBP, en Bahía del Padre, Robinson Crusoe; B) Conglomerado, sector Cueva de los Patriotas, Bahía Cumberland.

hacia el NNE de la bahía y en la vertiente suroeste de Bahía Tierra Blanca. Existe presencia de lapilli de pumita (Morales Van de Wyngard, 1987).

2.1.1.1.3.2 *Unidad Superior-SBPs*

La unidad se distribuye: como una franja irregular y discontinua de orientación NNW-SSE, en el extremo noreste de Punta Hueca¹ (Figura 2.8.A); como una franja irregular y discontinua NW-SE, en la quebrada Piedra Agujereada (Figura 6.1.C); y en los niveles superiores de quebrada El Lápiz (Figura 6.1.B). En Punta Hueca, el límite inferior está en discordancia por erosión a lavas de las unidades SPIi y SPIm. Son flujos de lavas basálticas con intercalaciones de tefras y tobas de ceniza y lapilli. Las tobas están medianamente consolidadas y son de color rojo ladrillo debido a la oxidación.

Sobre esta unidad, en Bahía del Padre, hay un nivel métrico de tobas de palagonita que, frecuentemente, presenta estructuras oolíticas debido al relleno de vesículas y variables contenidos de salinidad (Morales Van de Wyngard, 1987).

Esta sucesión se encuentra, también, como afloramiento decamétrico de flujos de lava, rellenando el sector este del valle de Puerto Francés (actualmente no mapeado).

2.1.1.1.4 *FORMACIÓN BAHÍA TIERRA BLANCA*

Corresponde a arenas tobáceas y calcáreas con abundante contenido fosilífero (Figura 2.3.A), de colores blanco grisáceo a amarillo parduzco y presentan un grado de consolidación moderado a débil. Hay presencia de arenas no consolidadas de origen eólico. Su selección es moderada, su tamaño arena media a fina y existe material calcáreo cementante. El material paleontológico presente incluye briozoos, pelecípodos, gasterópodos, etc. (Morales Van de Wyngard, 1987). Sepúlveda San Martín (2013) define las arenas como arenas bioclásticas ricas en fragmentos líticos volcánicos que tendrían un origen eólico en facies de dunas (Figura 2.9.C), con presencia de gasterópodos marinos del género *Nerita* sp. (8320 años) y gasterópodos terrestres del género *Succinea* sp. (reportada también por Valenzuela (1978)) y *Fernandezia* sp. (5500 años). Además, hay presencia de calcreta (Sepúlveda San Martín, 2013), que Pöhlmann (1894) habría definido como calizas magnesianas.

2.1.1.1.5 *DEPÓSITOS CONGLOMERÁDICOS Y ARENAS EÓLICAS*

Existe gran variedad de conglomerados y brechas sedimentarias en las entradas de los valles, en particular, se observan en Vaquería, Puerto Francés, Bahía Cumberland (Figura 2.3.B) y Bahía Villagra.

Algunos se presentan muy alterados, antiguos y afuncionales en relación a la dinámica fluvial actual, otros son recientes. En general, presentan escasa estratificación y mala selección. Los clastos, dependiendo del afloramiento, varían de redondeados a subangulosos, de tamaño métrico a gravas en matriz de gravilla, arena o limo con aporte de materia orgánica (Morales Van de Wyngard, 1987).

Los depósitos eólicos en el sector de la pista de aterrizaje, corresponden a arenas de tamaño medio a fino, color pardo amarillento que representan dunas activas (Morales Van de Wyngard, 1987; Sepúlveda San Martín, 2013).

2.1.1.2 UNIDADES NO ESTRATIFICADAS

2.1.1.2.1 INTRUSIVO PUNTA LARGA

Es un cuerpo intrusivo sienítico con disposición discordante con lavas alteradas de la SPL (Figura 2.4.A). Se encuentra en la ladera oeste del cordón montañoso homónimo. Corresponde a un cuerpo plutónico fanerítico, leucocrático, disectado por numerosos diques. Su color es gris blanquecino con tonos verdes y sus fases principales félsicas son la ortoclasa y el cuarzo, el que parece ser secundario. Se clasifica como sienitas y sienodioritas de clinopiroxeno y muestra una fuerte diferenciación de magmas alcalinos (Reyes Vizcarra, 2012).

2.1.1.2.2 UNIDADES SUBVOLCÁNICAS BASÁLTICAS

Corresponden a lopolitos, lacolitos y sills. Los lopolitos se localizan, principalmente, en las quebradas Piedra Agujereada y Pesca de los Viejos. Todos estos cuerpos intruyen a la SPI m y parecieran pertenecer a la SBP (Figura 2.4.B). Corresponden a basaltos de color gris oscuro, porfíricos, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en una masa fundamental afanítica. En algunos, se distinguen enclaves ultramáficos cuya asociación mineral permite clasificarlos como lherzolitas de espinela (Reyes Vizcarra, 2012).

2.1.1.2.3 DIQUES

Todas las sucesiones y unidades descritas son intruidas por diques, a excepción de la SBPs. Los diques de la SPL son de similares características que la roca caja. Existen diques inalterados, de color gris oscuro y textura porfírica en los alrededores de Bahía del Padre. Los diques de la SPI son de composición similar a la roca de caja (Figura 2.2.B), sus contactos son nítidos y presentan disyunción columnar.

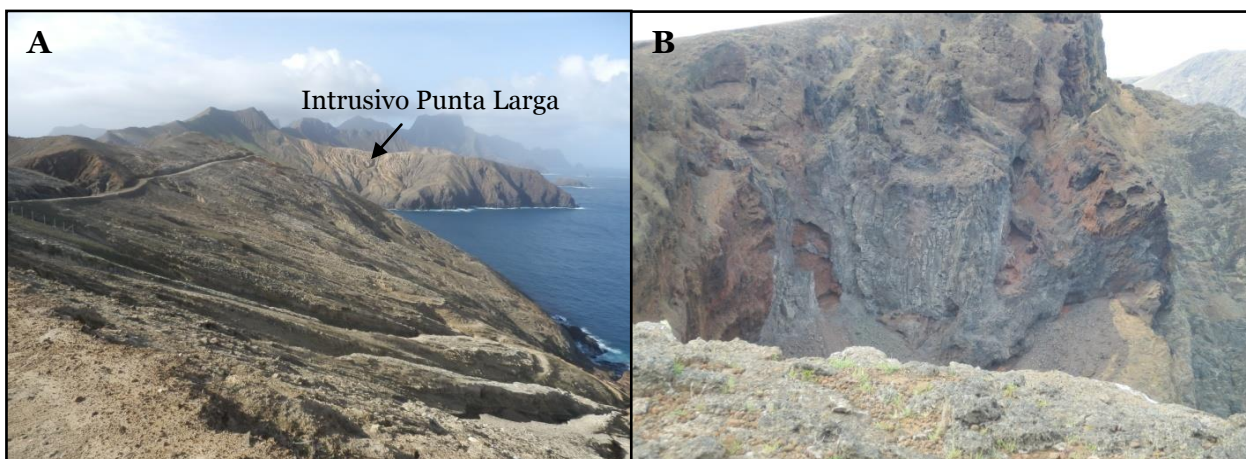


Figura 2.4: Unidades no estratificadas, Robinson Crusoe. A) Adelante: Formación Bahía Tierra Blanca; atrás: intrusivo Punta Larga; B) Unidad subvolcánica, sector de Bahía Las Cuatrocientas.

Generalmente, presentan inclinaciones cercanas a los 90° y espesores de hasta 2 m.

La mayor densidad de diques de orientación N-S se encuentran en Vaquería y en Punta Suroeste¹ son de color gris, porfíricos a afaníticos y su masa fundamental es de grano grueso a fino. Diques de Bahía del Padre, presentan alto grado de descomposición, son de color oscuro y su espesor es de hasta 1 m.

Reyes Vizcarra (2012) define los ‘Diques de Bahía Cumberland’ que son, en general, basaltos afaníticos con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Su masa fundamental es muy diferente a las rocas de caja por lo que podrían corresponder a diques alimentadores de la SPIs. Presentan enclaves ultramáficos de dunita de plagioclasa.

2.1.1.3 EVOLUCIÓN MAGMÁTICA

La evolución magmática de la isla Robinson Crusoe, se inicia con una etapa toleítica de alto Ti, con rocas variablemente alteradas (SPL), seguida por una fase de volcanismo de escudo con afinidad transicional (SPI), que se inicia con desarrollo de lavas diferenciadas (SPIi) para dar paso al periodo principal de volcanismo de escudo (SPIm) que da lugar a una última fase (SPIs) de volcanismo central. Tras un intenso periodo de erosión que se extiende por más de 2 millones de años, ocurre una fase de volcanismo rejuvenecido fuertemente alcalino (Reyes Vizcarra, 2012).

2.1.2 ALEJANDRO SELKIRK

Esta es la isla más nueva del archipiélago Juan Fernández (Figura 2.5.B). Presenta edades de 1-1,3 Ma (Booker *et al.*, 1967) y $0,93 \pm 0,02$ Ma (Lara *et al.*, en prep.).

Observaciones geológicas permiten determinar que sus formaciones geológicas representarían un fuerte periodo de volcanismo de escudo en la dorsal (Reyes Vizcarra, 2012). Además, estaría en una etapa erosiva, siendo profundamente disectada por

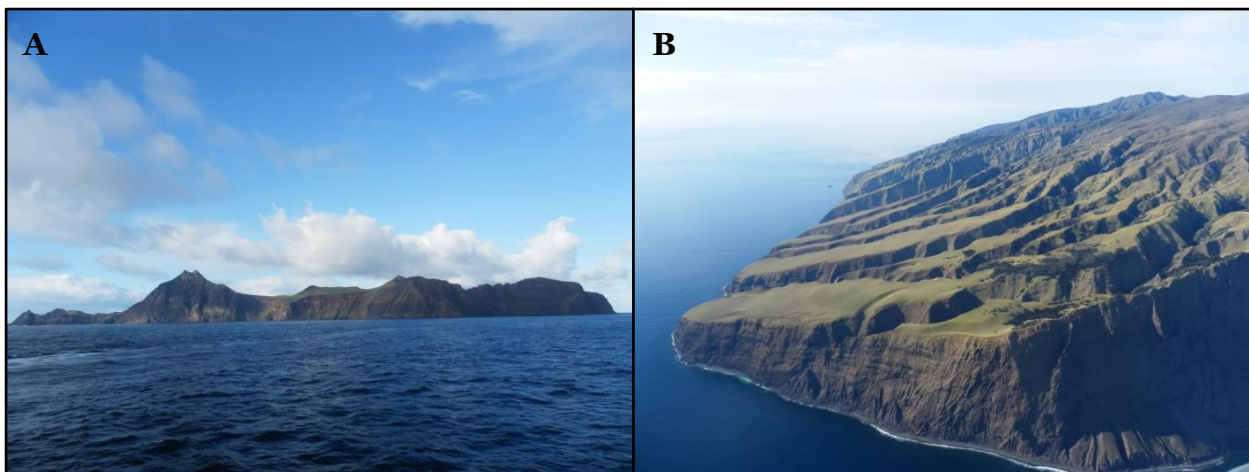


Figura 2.5: Islas de la dorsal de Juan Fernández. A) Isla Santa Clara. Vista hacia el sur; B) Isla Alejandro Selkirk. Se distinguen profundas quebradas y parte del acantilado. Vista hacia el sur.

incisión fluvial y con retroceso por acción marina, formando quebradas muy profundas y un acantilado, en sectores, de más de 1000 m de altura.

Se han descrito rocas ricas en olivino y traquitas (Quensel, 1920; Baker *et al.*, 1987; Reyes Vizcarra, 2012). Sus rocas son en su mayoría basaltos toleíticos que, ocasionalmente, muestran fuertes enriquecimientos en MgO, sugiriendo la formación de este grupo mediante acumulación de olivino. Los pocos datos geoquímicos disponibles sugieren una notoria similitud composicional con la SPI de Robinson Crusoe (Reyes Vizcarra, 2012).

2.2 MARCO GEOMORFOLÓGICO

Morales Van de Wyngard (1987) define la morfología general de la isla como un relieve diferencial con distintos grados de denudación y, el estado evolutivo, como resultado de lo escarpado de las estructuras originales, de la acción de las olas y del clima. La isla (Figura 2.6) presenta un contorno abrupto al mar, con acantilados activos que se presentan verticalmente o con pendientes inversas debido a la acción de las olas. Su forma fisiográfica es suavemente montañosa a lo largo de la península suroeste y eminentemente montañosa en el sector macizo NW-SE (Morales Van de Wyngard, 1987). El autor subdivide la isla en tres unidades principales: (1) relieve de madurez eminente, (2) relieve de madurez moderada y (3) relieve juvenil. La unidad (2) la subdivide, además, en: zona de alto relieve, zona de relieve medio y zona de bajo relieve. Las unidades se resumen a continuación.



Figura 2.6: Isla Robinson Crusoe. Imagen de fondo obtenida de ArcGIS World Imagery.

2.2.1 RELIEVE DE MADUREZ EMINENTE

La unidad corresponde a cordones bajos de relieves parejos, sin cumbres importantes y con laderas marcadas, marginada litoralmente por un acantilado activo. Se distribuye a lo largo de la península suroeste, desde la ladera SW del cerro Tres Puntas, por el este, hasta el sector N-NE del cerro Truenos por el oeste, continuando en formas aisladas hacia el extremo oeste de la península. La zona, alargada y de poco ancho, está constituida por un cordón principal NE-SW y por algunos cordones secundarios transversales (Figura 2.7). El sustrato rocoso presenta, en general, un alto grado de alteración y de fracturamiento. La vertiente noroeste alterna lateral y verticalmente con un acantilado de altura variable y condición estable, y carece de una cubierta alterada importante. En la ladera sureste, de pendientes de menor ángulo, se han generado la mayor concentración de deslizamientos y existe material detrítico y cenizas sobre el sustrato. El alto grado de madurez del relieve está influenciado por la composición mineralógica altamente alterada, por sistemas de fracturas y por su edad de formación (Morales Van de Wyngard, 1987).



Figura 2.7: Relieve de madurez eminente, ladera sur. Vista hacia el NNE. Líneas representan los límites relativos de la unidad geomorfológica sugerida por Morales Van de Wyngard (1987).

2.2.2 RELIEVE DE MADUREZ MODERADA

Es la unidad de mayor extensión superficial, con relieve altamente montañoso en la parte maciza de la isla (Morales Van de Wyngard, 1987). El punto más occidental es el cerro Tres Puntas. El relieve es muy abrupto, con cimas agudas y estrechos filos, pendientes cercanamente verticales, con valles y quebradas en posición disimétrica y encajados por frentes montañosos, los más altos de la isla (Figura 2.8).

2.2.2.1 ZONA DE ALTO RELIEVE

Esta zona es de alturas mayores a los 500 m (excepto el cerro Tres Cruces), siendo el cerro El Yunque el mayor desnivel (Figura 2.8.A). Las líneas de cumbres tienen un perfil agudo y estrecho, y grandes farellones rocosos de cientos de metros, sin meteorización apreciable. Son comunes filos y cumbres de roca desnuda, que junto a las cimas, evolucionan mediante desprendimientos de bloques.

2.2.2.2 ZONA DE RELIEVE MEDIO

Corresponde a laderas y cumbres medias. Son relieves de erosión del macizo original en el sector este de la isla. Las líneas de cumbres son divisorias de cuencas, cuyos ejes principales presentan orientaciones que varían desde el norte al noreste. Muchos de los valles llegan a los acantilados costeros a una altura entre 50 y 150 m, aunque algunos, de mayor pendiente y afectados fuertemente por la erosión, desembocan al mar en el nivel de base y forman grandes cuencas (Figuras 2.8.B y 2.8.C). Se distinguen cumbres secundarias, desniveles bruscos y una disposición escalonada de las paredes de los valles. Además, las laderas presentan pendientes fuertes y abundan grandes bloques de la zona de alto relieve. Productos de deslizamiento lineal irrumpen la superficie de la zona y el sustrato es irregular e inestable. El desarrollo de suelo es discontinuo y el nivel de meteorización es leve a medio (Morales Van de Wyngard, 1987).

2.2.2.3 ZONA DE BAJO RELIEVE

La zona corresponde al nivel medio bajo y medio del sector oriental de la isla, como área de cordones bajos y laderas de pendientes moderadas. Las formas han sido sujetas a masivos deslizamientos y radicación de la cubierta de suelo. Existen variaciones dentro de las vertientes en que se alternan cubiertas detríticas remanentes.

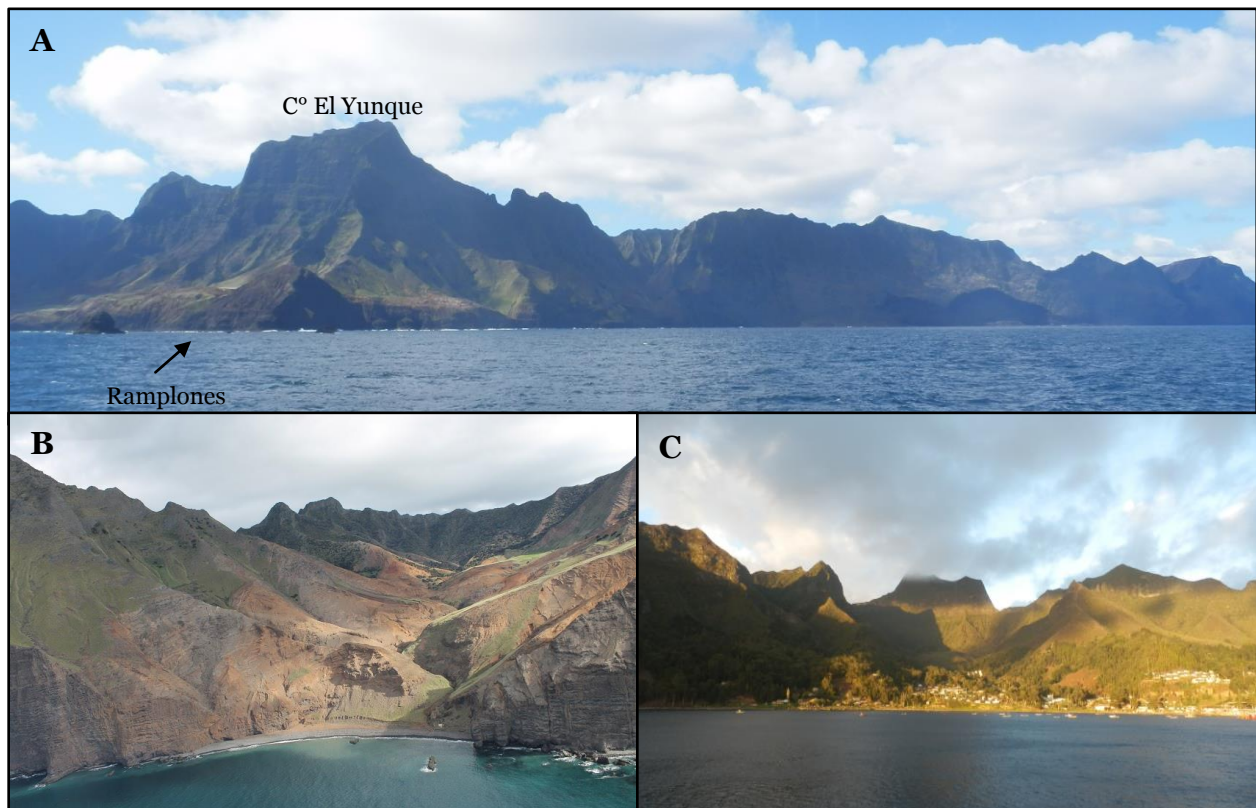


Figura 2.8: Relieve de madurez moderada. A) Se distinguen las tres zonas de la unidad, en particular, las máximas elevaciones de la isla (ej.: cerro El Yunque). Vista hacia el noreste; B) Cuenca Vaquería. El río desemboca en el mar. Vista aérea hacia el suroeste (fotografía de Javier Reyes); C) sector de Bahía Cumberland. Se distinguen elevaciones mayores. Vista hacia suroeste.

Hacia el interior de los valles principales, se encuentran formas transicionales de lomajes suaves, que corresponden a la ocurrencia de materiales detríticos con grados de meteorización moderados a fuertes. Hacia el oeste del cerro El Yunque, en torno a Bahía Villagra, se distinguen relieves suavemente ondulados y hacia el mar, los *ramplones*, que son plataformas rocosas que forman piscinas naturales (Figura 2.8.A y 6.8.E). Se distinguen depósitos aluviales antiguos, escarpados en su frente y disectados longitudinalmente por lechos fluviales. En esta zona existe un proceso de reactivación constante de la erosión, que mantiene en desequilibrio las formas deposicionales de las laderas y el fondo de los valles (Morales Van de Wyngard, 1987).

2.2.3 RELIEVE JUVENIL

La unidad corresponde a mesetas bajas en el extremo oeste de la península suroeste. Esta se distribuye como una franja continua entre el sector N-NE del cerro Truenos por el este y el sector NE de Punta Isla, por el oeste. Es característico un relieve de meseta, de un nivel topográfico más bajo que el resto de las unidades. El sustrato rocoso, que constituye el techo de uno de los últimos flujos de lava detectados, cumple el rol de rellenar áreas paleogeográficamente deprimidas (Figura 2.9.B) (Morales Van de

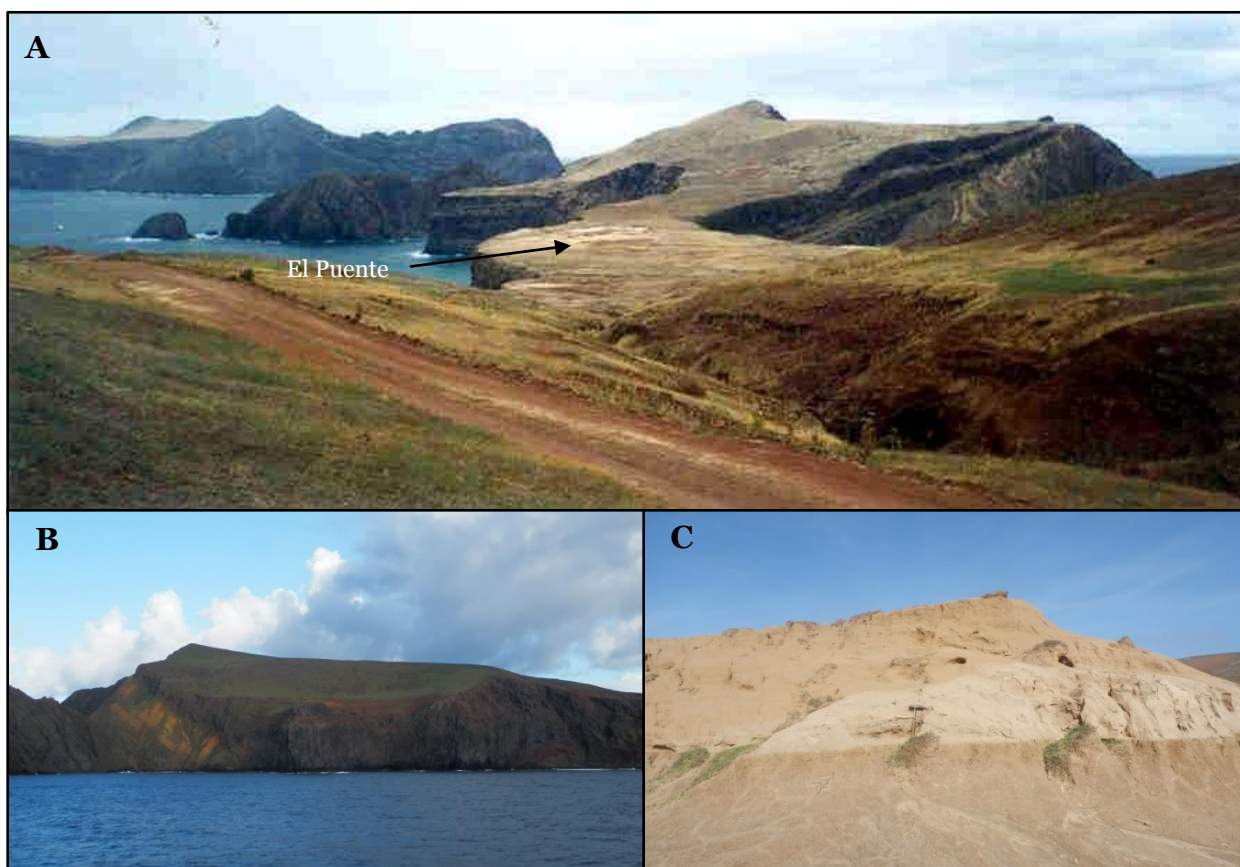


Figura 2.9: Relieve juvenil. A) Sectores: Plan los 400, El Puente y ex pista de aterrizaje, extremo suroccidental de Robinson Crusoe. Atrás se presenta la isla Santa Clara (imagen proporcionada por CONAF); B) tobas y lavas de SBP rellenando paleovalles de la SPL, Robinson Crusoe. Vista hacia el NWW; C) Eolianita estratificada fosilífera del sector El Puente. Nivel inferior corresponde a estructuras sedimentarias tipo tepee y polígonos de desecación en sustrato tobáceo (Sepúlveda San Martín, 2013).

Wyngard, 1987). En la localidad El Puente, el relieve es casi horizontal, con una leve inclinación hacia el noreste y de un ancho estimado de 100-120 m, marginado por acantilados costeros activos (Figura 2.9.A). En el sector de la pista de aterrizaje, existe una pequeña cuenca de poca pendiente y topográficamente más alta, cuya superficie rocosa está constituida por un manto tobáceo rojizo meteorizado y disectado por cárcavas y barrancos. Sobre esta se distinguen depósitos sedimentarios y de arena (Figura 2.9.C) (Morales Van de Wyngard, 1987).

El mapa geomorfológico (IREN, 1982) que existe de la zona (Figura 2.10), incluye superficies de abrasión marina, deslizamientos, depósitos eólicos, depósitos aluviales, formas coluviales, relieves de sustrato alterados, formas derivadas de la erosión areal, formas estructurales y formas de erosión lineal. La leyenda se muestra en el Anexo A.

2.3 METEOROLOGÍA Y CLIMA ACTUAL

Robinson Crusoe y Santa Clara se encuentran en las zonas subtropicales y medias, donde hay una predominancia de masas de aire tropical marítimo y está bajo el dominio de las altas presiones del Anticiclón del Pacífico (Hajek y Espinoza, 1987).

No existen muchos datos meteorológicos de la isla, aun así, es posible determinar algunos parámetros a partir de datos obtenidos en Bahía Cumberland (Hajek y Espinoza, 1987; Cereceda *et al.*, 1996).

La isla Robinson Crusoe presenta un clima templado cálido, con estación seca de cuatro a cinco meses, tipo mediterráneo. En Bahía Cumberland (sector este de la isla) la temperatura media es de 15°C, siendo en verano 18,7°C y en invierno, 7,3°C aprox. La humedad relativa es variable (depende de la altura topográfica), aun así, se estima que en verano es de 73% y 79%, en invierno. Las precipitaciones son de carácter frontal, en invierno y convectivas, en verano. Su promedio anual, en Bahía Cumberland, es de 1041 mm y su distribución se concentra entre los meses de abril y octubre. La presión atmosférica muestra un promedio de 1020 mb y, por otro lado, existe déficit hídrico en los meses de verano, debido a una alta evapotranspiración. Los sectores de relieve de madurez moderada y relieve juvenil se presentan como semiáridos, a diferencia del sector este de la isla.

La dirección predominante de los vientos en verano es sur, de 10 km/h promedio y, en invierno, de 16 km/h. En enero, los vientos dominantes provienen del sur (56%); en julio, son importantes los componentes sur (14%), suroeste (11%) y oeste (20%), en Bahía Cumberland (Hajek y Espinoza, 1987). Lo anterior, pues en verano, debido a que el anticiclón se desplaza hacia latitudes superiores, los vientos dominantes en la isla son los alisios del sur. En cambio, en invierno, el centro ciclónico se desplaza al norte, lo que favorece el paso de las perturbaciones oceánicas, por lo que predominan los vientos oeste (Cereceda *et al.*, 1996).

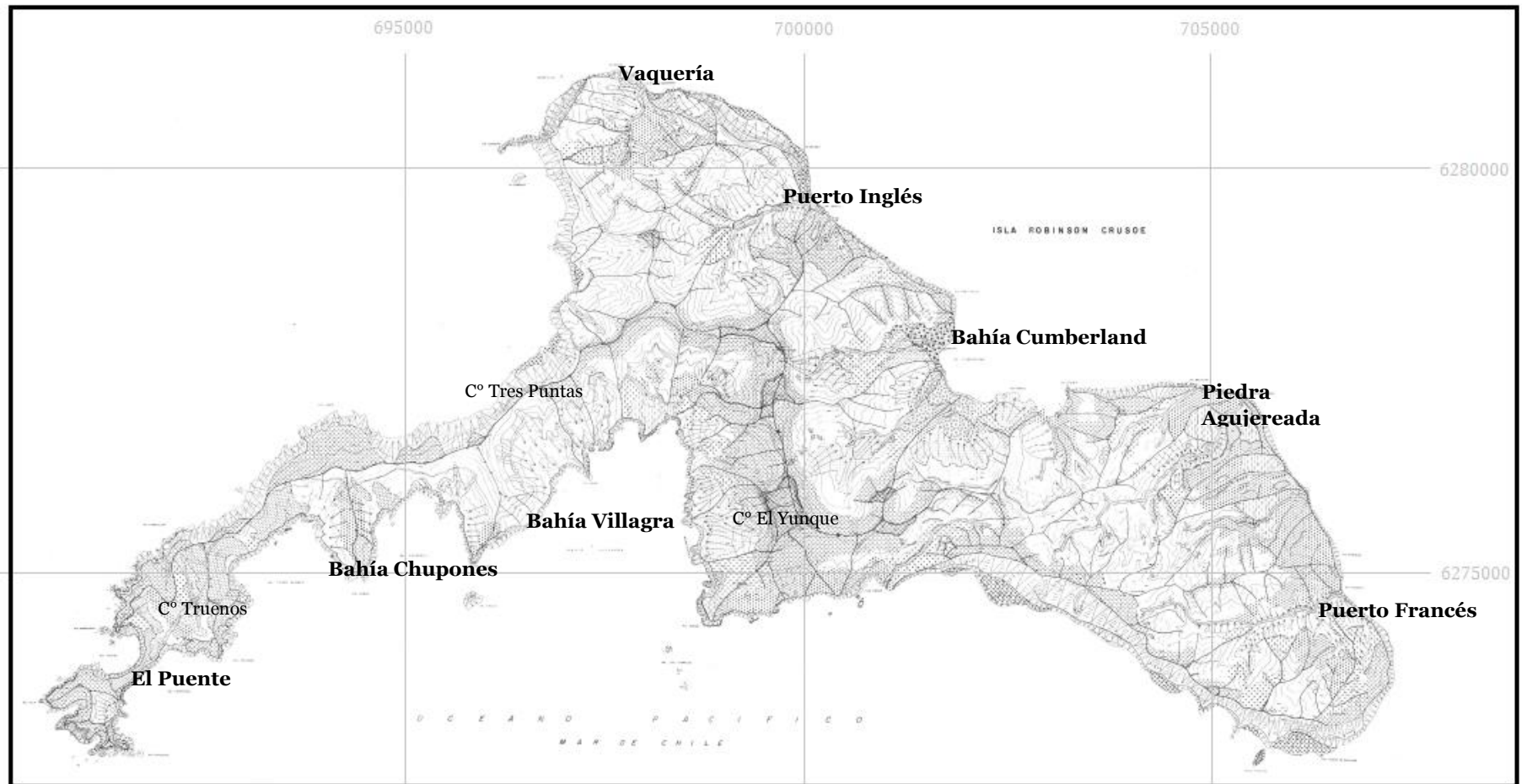


Figura 2.10: Mapa geomorfológico de la isla Robinson Crusoe. Modificado de IREN (1982). Leyenda en Anexo A.

Cereceda *et al.* (1994) comparan las precipitaciones en distintos sectores de la isla durante los meses de invierno: a) aeropuerto (110 m s. n. m.); b) ladera W: Bahía Villagra (440 m s. n. m.); c) Mirador (580 m s. n. m.); d) ladera E: área de La Gruta (390 m s. n. m.) y e) Bahía Cumberland (70 m s. n. m.). El estudio muestra que en las laderas este y oeste, existe casi el doble de precipitación que en Bahía Cumberland. En el aeropuerto, en cambio, se tiene el registro más bajo (menor a Cumberland pese a estar a una mayor altura). En el mirador, sector más alto estudiado, también se registra poca precipitación, pero que se podría explicar como un error en el registro debido a la componente horizontal de los vientos.

2.4 SUELOS Y VEGETACIÓN

2.4.1 SUELOS Y EROSIÓN

La isla Robinson Crusoe estaría en un proceso de rejuvenecimiento, en búsqueda de niveles altitudinales y formas más estables. Por su parte, la situación de los suelos ha sido considerada dramáticamente crítica, debido a los fuertes gradientes, la inestabilidad y la fácil degradación del sistema ecológico, en particular, de los materiales del sustrato (IREN, 1982).

Desde el punto de vista edáfico, los suelos son la resultante de la interacción de diversos factores naturales como el clima, las formas terrestres, el material parental, la flora y la fauna. En Robinson Crusoe y Santa Clara, el paisaje se define como esencialmente frágil, en condiciones de estabilidad precarias (IREN, 1982).

La presencia de núcleos y superficies rocosas con distinto grado de fracturamiento y alteración, de coladas de lava estratificadas y de materiales tobáceos muy intemperizados se entremezclan con rellenos aglomerádicos y brechosos, masas detríticas y acumulaciones en la base de los cerros, de tipo piedemonte –surcados, a veces, por quebradas con materiales heterométricos– y restos de deslizamientos de tipo lineal (IREN, 1982).

Los suelos han sido agrupados en el estudio de IREN (1982) en:

- a) Suelos de montaña de desarrollo incipiente derivados de cenizas volcánicas (29%):** están presentes en gran parte de la zona central de mayor altura, especialmente en la zona cubierta por bosques nativos densos. Presenta un manto cinerítico, de cenizas volcánicas recientes que no parecieran tener relación con el sustrato normal. Son relativamente delgados, se encuentran en zonas de pendientes fuertes (Figura 2.11.A) y los procesos de erosión son escasos.
- b) Suelos de relieve intermedio y mayor desarrollo relativo (16%):** se encuentran en formas alomadas, laderas de quebradas, áreas de piedemonte y planicies inclinadas remanentes disectadas por procesos degradacionales, principalmente, en las cuencas de orientación norte y noreste. Son comunes procesos de tipo aluvio-coluvial y coluvial, con aporte detrítico de sectores más altos.

- c) **Suelos de carácter deposicional en relieves semi estables (4%):** son suelos con poco desarrollo de perfil, muy alterados por variados fenómenos erosivos y, por ello, sin visible homogeneidad entre ellos. Se clasifica en dos: serie Aeropuerto y serie Villagra (Figura 2.11.B).
- d) **Suelos de Santa Clara (29%):** presentan características de depositación lacustre, granulometría muy fina de arcillas densas, estructura prismática y presencia de gránulos. Superficialmente, se distinguen grietas hexagonales.
- e) **Suelos misceláneos (48% Robinson Crusoe y 71% Santa Clara):** son suelos en áreas muy degradadas, afectados por diversos fenómenos de destrucción (ej.: soliflucción, derrumbes, erosión, etc.). Se clasifican en: Misceláneo Villagra, Chupones y Serie Tierras Blancas, además de roqueríos, acantilados, quebradas, áreas denudadas por erosión y con sustrato en superficie.

La erosión natural se traduce en procesos de desgaste de rocas, remoción y depositación de suelo y es activado debido a procesos de rejuvenecimiento morfológico. El IREN (1982) clasifica en: derrumbes y deslizamientos, abrasión marina e intemperización de las rocas.

Existe un 39% de la superficie de Robinson Crusoe afectado por erosión severa y muy severa, principalmente en Puerto Francés, Vaquería, sector del aeropuerto y la quebrada Villagra. El valor corresponde a un 24% para Santa Clara.

2.4.2 VEGETACIÓN

Las islas del archipiélago Juan Fernández son consideradas desde 1977 Reserva de la Biósfera. Se han realizado numerosos estudios de botánica en la isla Robinson Crusoe debido a la gran cantidad de especies endémicas que existen, muchas de ellas en peligro de extinción. El bosque se alimenta de la lluvia y de la niebla que colecta, esta última muy frecuente sobre los 400 m s. n. m. (Cereceda *et al.*, 1996). Existe un mapa de vegetación (Figura 2.12), realizado por Greimler *et al.* (2001) que considera 17 unidades mapeadas, que se resumen a continuación.

1. **Bosque montano endémico superior (*endemic upper montane forest*):** la mayoría de las especies de la unidad están sobre los 400 m s. n. m., alrededor y sobre el cerro El Yunque, y en las regiones altas del este de la isla. Se destaca que especies de la comunidad *Thyrsopteris elegans-Dicksonia* forman una densa cubierta que alcanza los 3 m de altura, especies de la comunidad *Drimys confertifolia-Myrceugenia fernandeziana* alcanzan 15 m en las altas pendientes y hasta 25 m en pendientes más bajas. Otra comunidad alcanza los 5 m de altura.
2. **Bosque montano endémico inferior (*endemic lower montane forest*):** especies bajo los 400 m s. n. m., en las regiones secas del noroeste y en las altas regiones del sureste de la isla.

3. **Matorrales *Ugni molinae* (*Ugni molinae* shrubland):** comunidades: *Pernettya rigida-Ugniselkirkii* (620, 640 m s. n. m.) y *Pernettya rigida-Ugni molinae* (180-480 m s. n. m.).
4. ***Rubus ulmifolius*-matorrales *Aristotelia chilensis*:** estas especies pueden formar una alfombra de árboles de 5 m de altura.
5. **Asociación de helechos (*fern assemblages*):** agrupación de helechos, se encuentra en los límites de los bosques y en pendientes erodadas o secas.
6. **Asociación de *Libertia chilensis* (*Libertia chilensis* assemblage):** son plantas introducidas y nativas que se encuentran en pendientes erodadas cerca del pueblo.
7. **Asociación de *Acaena argentea* (*Acaena argentea* assemblage):** presente en todas partes, desde las bajas a las elevaciones medias, excepto en la parte muy seca y ventosa del sector oeste de la isla. También está presente en pendientes erosionadas, especialmente en el oeste, donde forma una densa alfombra herbácea.
8. **Pastizales nativos (*native grassland*):** comunidades: *Piptochaetium bicolor*- *Nassella laevis* (20-460 m s. n. m.) y *Juncus capillaceus* (290, 325 m s. n. m.).

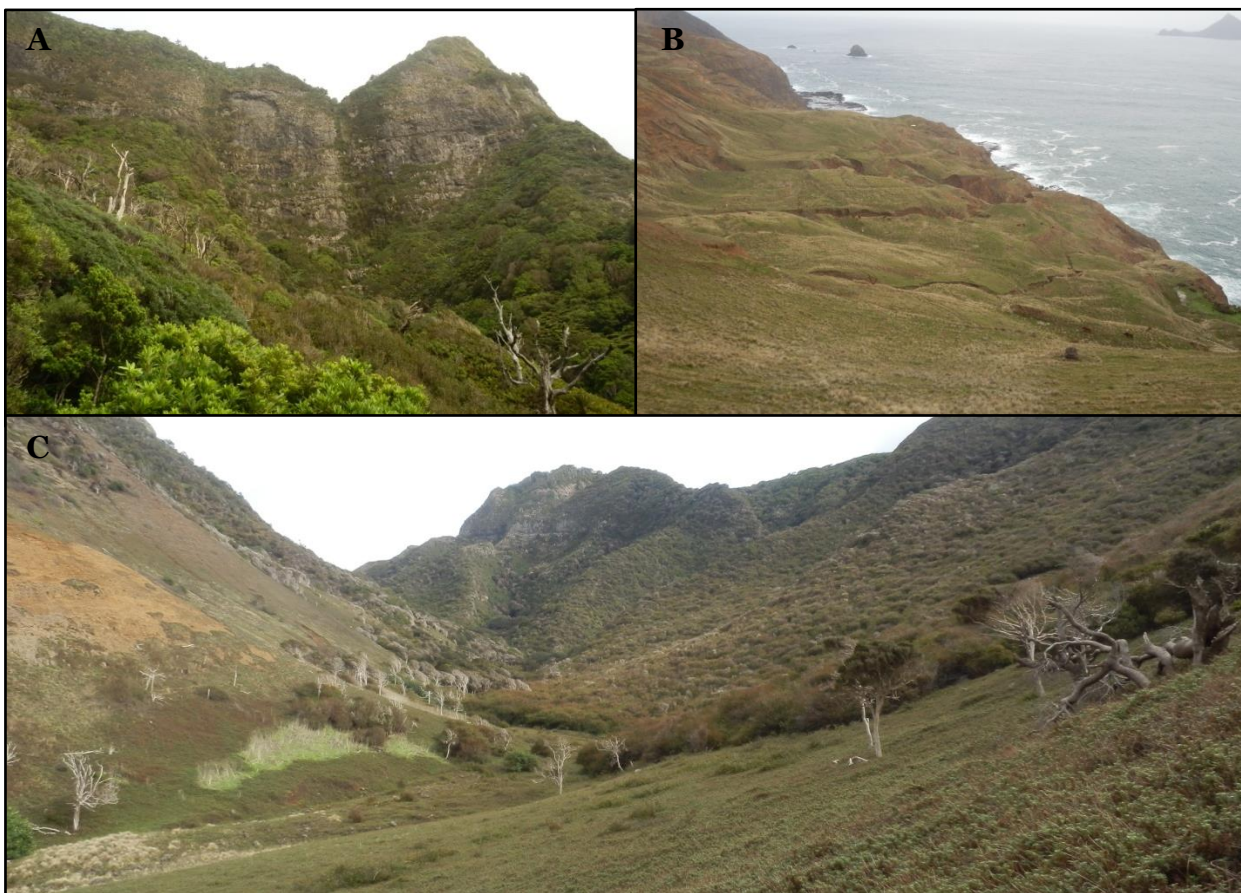


Figura 2.11: Suelos y vegetación en Robinson Crusoe. A) Bosque montano endémico superior (1) y (2); B) Pastizales y hierba mala (14), en, presuntamente, suelos de Misceláneo Villagra, Bahía Villagra; C) Bosque montano endémico y asociación de *Acaena argentea* en Puerto Francés. Desarrollo de suelos hacia el sur (parte izq. de la foto).

9. **Asociaciones de hierba mala (*weed assemblages*):** comunidades: *Rumex acetosella*-*Aira caryophyllea* (15-440 m s. n. m.), *briza máxima* (40-310 m s. n. m.), *Vulpia* (20-130 m s. n. m.), *Avena barbata* (160, 210 m s. n. m.), comunidades de ruderal y comunidades costeras y de roca mixta (2-230 m s. n. m.).
10. **Plantas ruderales altas (*tall ruderals*):** comunidad de plantas ruderales mixtas altas (110-220 m s. n. m.). Alcanzan alturas de 1 a 2 m.
11. ***Eucalyptus*, *Cupressus*, y *Pinus* cultivados:** plantaciones de bosques (110-170 m s. n. m.).
12. **Bosque endémico con especies introducidas (*endemic forest with aliens*):** bosque montano endémico superior e inferior, muy perturbado junto a especies extranjeras (arbustos invasivos).
13. **Vegetación nativa dispersa junto a rocas (*scattered native vegetation among rocks*):** está presente en elevaciones altas y en pendientes empinadas, principalmente son elementos del bosque montano endémico superior.
14. **Pastizales y hierba mala dispersos en rocas (*scattered grassland and weeds among rocks*):** pastos nativos e introducidos en las bajas elevaciones.
15. **Pastizales con *Acaena argentea* (*grassland with Acaena argétea*):** se encuentran presentes en las partes más secas del sector oeste de la isla.
16. **Rocas y áreas erodadas.**
17. **Asentamiento y campo de aviación.**

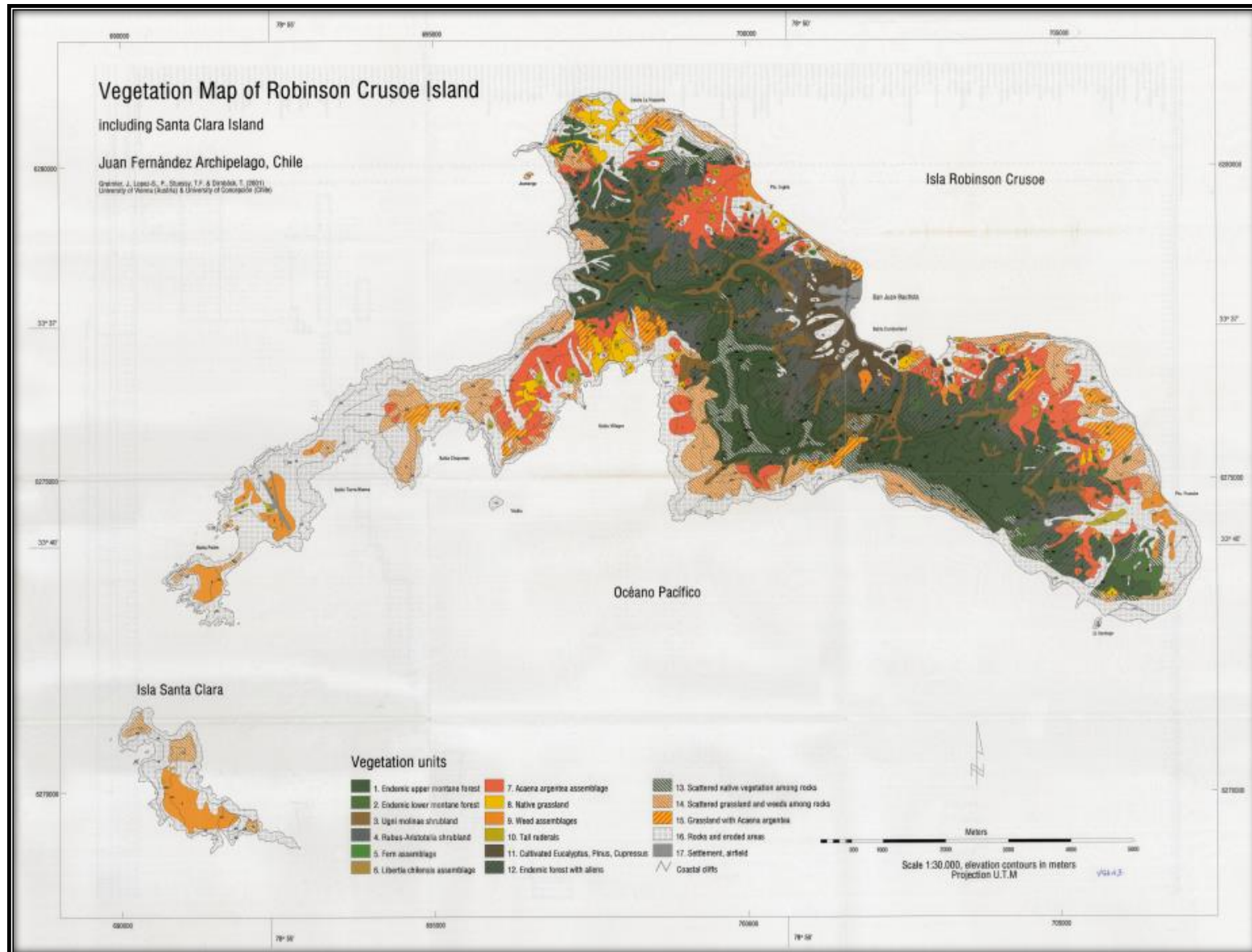


Figura 2.12: Mapa de vegetación (Greimler *et al.*, 2001). Se distingue un predominio de bosque en el sector este de la isla. Hacia el oeste, hay zonas sin vegetación.

3. MARCO TEÓRICO

3.1 GENERALIDADES

3.1.1 MONTES SUBMARINOS Y SUS MORFOLOGÍAS

En esta sección se definen algunos términos en el estudio de los montes submarinos, sus morfologías y los posibles procesos involucrados en la evolución de estos.

3.1.1.1 TÉRMINOS IMPORTANTES

Algunos conceptos en el estudio de los montes submarinos son:

- **Quiebre de plataforma (*shelf break*):** corresponde al cambio abrupto de pendiente, desde la porción erodada hasta donde empieza la pendiente original del volcán (Smoot, 1991). En la Figura 3.1, corresponde al *summit plateau break depth*.
- **Plataforma insular (*insular shelf*):** corresponde a las zonas submarinas alrededor de las islas, desde la costa al *shelf break* (Llanes *et al.*, 2009; Ramalho *et al.*, 2013). Su profundidad puede variar por movimientos verticales y su promedio global es de 130 m de profundidad (Trenhaile, 2001; Quartau *et al.*, 2010). Es una plataforma costera bajo el nivel del mar.
- **Plataforma de cumbre (*plateau*):** corresponde al área dentro del *shelf break*, que es una meseta que representa la zona erodada de la isla, posteriormente hundida bajo el nivel del mar. Es la etapa posterior a la plataforma insular. Sin embargo, se usan indistintamente cuando se refiere a plataformas insulares. En la Figura 3.1, corresponde al *summit plateau area*.

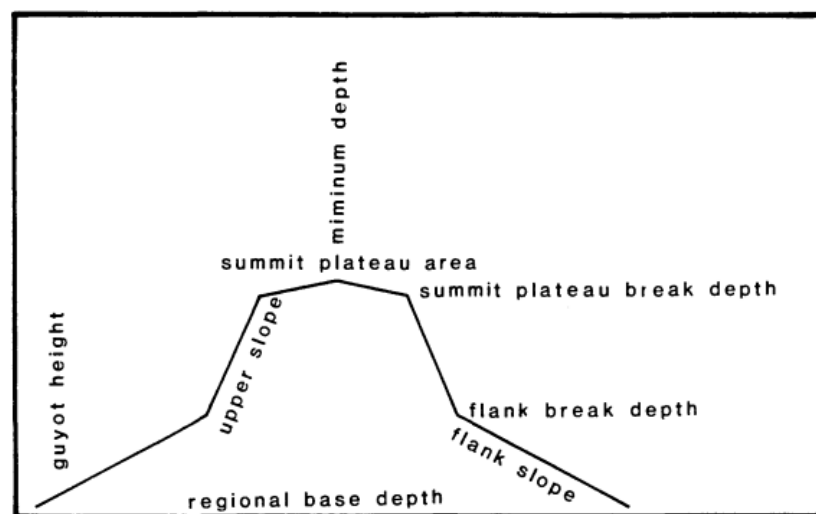


Figura 3.1: Esquema básico de conceptos morfológicos de guyots –también para montes submarinos– (Smoot, 1991). Sirve para análisis de batimetrías de baja resolución.

- **Profundidad de quiebre del flanco (*flank break depth*):** profundidad del punto donde comienza la sedimentación. Es la separación entre las pendientes superiores y las inferiores (Figura 3.1).
- **Pendientes superiores (*upper slopes*):** pendientes que son las originales del edificio volcánico, que podría ser el ángulo de reposo de una compleja asociación de *pillow lavas*, derrubios de ladera y detrito piroclástico grueso. Este último, para volcanes que alcanzaron bajas presiones confinantes de agua superficial o condiciones subaéreas. Son de mayor ángulo que las inferiores (Figura 3.1).
- **Pendientes inferiores (*lower slopes*):** corresponden a las pendientes de la región más profunda (Figura 3.1), que representan depósitos de remociones en masa (*slumps*, deslizamientos, avalanchas, corrientes de turbidez, etc.), como abanicos o llanuras aluviales, productos de la erosión del edificio volcánico, por lo que es una mezcla de detritos volcanoclásticos, bioclásticos y pelágicos (Menard, 1956; Vogt y Smoot, 1984; Smoot, 1991). Estos aumentan en área y volumen cuando el monte submarino alcanza o se acerca a la superficie, pues se forma más detrito clástico debido a los cambios de densidad y presión confinante, a la erosión subaérea y a la mayor producción de detrito piroclástico –formado por el cambio de estilo eruptivo cerca de la superficie– (Vogt y Smoot, 1984; Ramalho *et al.*, 2013). Los contornos suelen estar crenulados con cárcavas (*gullies*) y canales, producto de los flujos de detritos y otras remociones. Estas pendientes son muy variadas y suelen disminuir hasta llegar a 0°, aunque a veces el cambio es abrupto (Vogt y Smoot, 1984).
- **Zona de rift volcánico (*volcanic rift zone*):** son alineamientos volcánicos e intrusivos que juegan un rol importante en controlar el crecimiento de una isla o monte de gran tamaño (Deegan *et al.*, 2012). Vogt y Smoot (1984) los llaman ***flank rift zone (FRZ)*** (Figura 3.2) y postulan que estos se establecen antes de alcanzar el nivel del mar y que luego continúan su crecimiento vertical y horizontalmente. Estos se alargan con la altura del edificio. Quartau *et al.* (2010) postulan que la extensión continua del FRZ mientras el tamaño del edificio aumenta, puede reflejar el aumento de la altura de la cabeza de la columna de magma mientras la altura de la caldera aumenta. Mientras más alta la cumbre, mayor es la presión de la columna de magma en la base del edificio y más fácil (relativamente) es el bombeo de magma lateralmente al FRZ.

3.1.1.2 DEFINICIÓN Y EVOLUCIÓN

Con los avances en tecnología, se ha ido descubriendo la presencia y distribución de edificios volcánicos submarinos (Yesson *et al.*, 2011) y, en algunos casos (Llanes *et al.*, 2009; Passaro *et al.*, 2010; Tempera *et al.*, 2013), con batimetrías de mejor resolución, es posible interpretar las distintas morfologías presentes, como por ejemplo: remociones en masa, flujos de lava, zonas de *rift*, conos, cráteres, etc.

La mayoría de los montes submarinos tienen un origen volcánico (Vogt y Smoot, 1984). Dependiendo del autor y el año de los estudios relacionados a estos, se define qué es monte submarino, guyot y conceptos menos utilizados, como lo son *cuasi-guyot*, colina (*knolls*), cerro (*hill*), etc.

El término monte submarino se ha utilizado para elevaciones mayores a 1000 m (Menard, 1964; Staudigel *et al.*, 2010), mientras que colina entre 500-1000 m y cerro, menor a 500 m. Dadas las variadas definiciones que existen, Staudigel *et al.* (2010), crean una definición que incluye las consideraciones de otras disciplinas científicas, definiendo monte submarino como: *‘cualquier rasgo topográfico geográficamente aislado en el suelo oceánico, mayor a 100 m, incluyendo aquellos cuyas cumbres puedan emerger sobre el nivel del mar, pero no incluyendo rasgos que están localizados en plataformas continentales o son parte de masas de tierra mayores’*. Mitchell (2001) considera como grandes montes a aquellos sobre los 1000 m de elevación.

Los montes submarinos muestran diferencias morfológicas con el aumento del tamaño. Vogt y Smoot (1984) proponen una secuencia evolutiva para montes y guyots del océano Pacífico (Figura 3.2). A su vez, Mitchell (2001) también concluye, tras un estudio de las formas volcánicas, que los volcanes submarinos crecen desde formas cónicas a formas estelares, estas últimas, por presencia de zonas de *rifts* radiales (Figura 3.2) y ensenadas producto de grandes deslizamientos. La transición morfológica la estima a los 3 km de altura, aunque puede ocurrir antes. Los montes que crecen sobre los 3 km de altura tienen cámaras magmáticas sobre el basamento (desde la etapa 2, Figura 3.3), lo que facilita la intrusión eficiente de magma hacia los flancos, debido a una presión diferencial entre el agua marina y el reservorio de magma (Mitchell, 2001), y por deslizamientos debido al empinamiento de las pendientes y al calentamiento de aguas subterráneas y fluidos magmáticos, que pueden llevar a una sobrepresión de poro (Elsworth y Voight, 1995).

Montes de menor tamaño tienen cámaras magmáticas sobre la corteza oceánica superior (Figura 3.1, etapa 1) y las intrusiones son por un conducto subvertical. Además, pueden también mostrar cumbres planas, pero producto de eventos volcánicos –ej.: relleno de calderas, diques en anillo, etc.– (Mitchell, 2003).

Existe una mayor variabilidad de formas para grandes montes submarinos, esto porque puede existir más de un centro eruptivo, por el desarrollo de zonas de *rift* y por deslizamientos importantes. Estos últimos, pueden condicionarse por la formación de hialoclastita, producto de erupciones explosivas en volcanes que alcanzan la profundidad límite de explosividad. Lo anterior, sugiere complejos procesos que afectan su crecimiento (Mitchell, 2001; Ramalho *et al.*, 2013). Por otro lado, diferentes tasas de suministro de magma conducen a una mayor variedad de profundidades de cámara magmática, por lo que se puede esperar distintas tendencias evolutivas en las lavas (Mitchell, 2001).

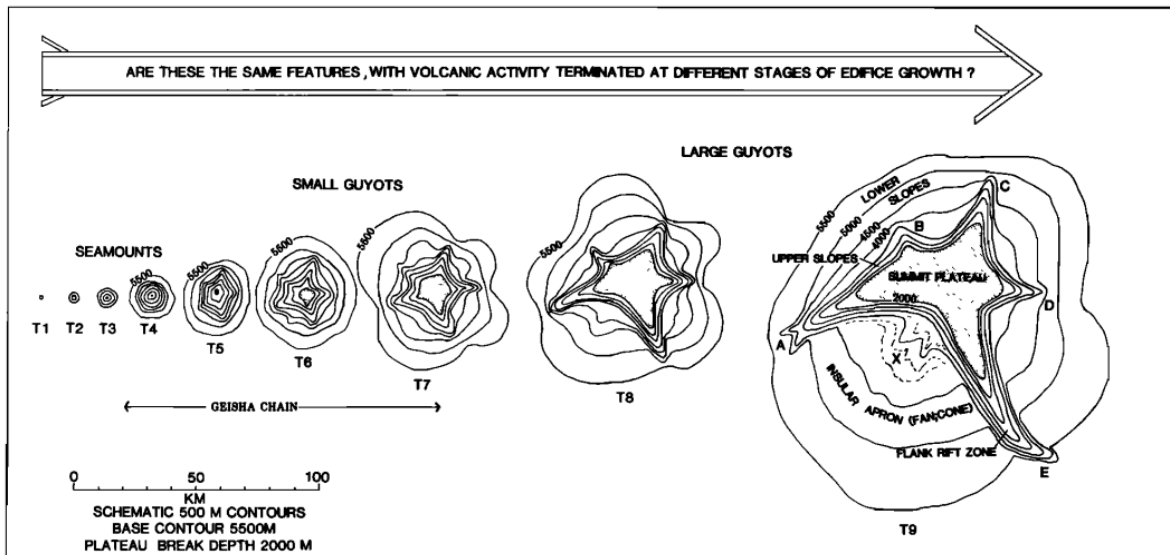


Figura 3.2: Batimetría esquemática de guyots y montes submarinos, de distintos tamaños, típicos del océano Pacífico norte. El arreglo puede ser una secuencia evolutiva de formas detenidas en distintas etapas de su crecimiento (T1-T9). Las plataformas de cumbre tienen puntas, los FRZ están etiquetados de A-E y la morfología de abanico tipo FRZ con 'X', (Vogt y Smoot, 1984). (Texto dentro de la flecha: ¿son estas las mismas formas, con su actividad volcánica terminada en diferencias etapas del crecimiento del edificio?).

Smoot (1991) propone restringir el término guyot a edificios cuyo *plateau*, que es producto de la erosión por abrasión marina, debe ser relativamente horizontal (<2% de pendiente) y con un área mínima de 167 km². Sin embargo, otros autores han preferido utilizar el término guyot para alturas batimétricas de cumbre plana que, probablemente, son un edificio volcánico que alguna vez fue erodado por acción de las olas y, posteriormente, se hundió bajo la zona fótica o el nivel del mar (Hess, 1946; Vogt y Smoot, 1984; Ramalho *et al.*, 2013).

Algunas elevaciones pequeñas y aisladas pueden representar conductos de flancos parásitos, grandes deslizamientos intactos y/o cumbres de estructuras más viejas. Estos últimos, posiblemente, enterrados por sedimentos (Vogt y Smoot, 1984).

Staudigel y Clague (2010) definen seis etapas de la evolución estructural de los montes submarinos (Figura 3.3): (1) pequeños montes submarinos (<1000 m) y montes abisales (<100 m), que son volcanes construidos en la corteza oceánica, principalmente, por procesos eruptivos; (2) montes submarinos mayores a 1 km de alto y que se mantienen en profundidades superiores a 700 m (< -700 m), representando grandes volcanes no explosivos con sistemas de conductos magmáticos que se convierten en una parte importante del monte; (3) montes explosivos que alcanzan profundidades menores a 700 m (> -700 m) –límite de explosividad teórico– y están, mayoritariamente, cubiertos por material volcanoclástico; (4) islas, que es cuando el monte alcanza la superficie del mar, cambiando a procesos subaéreos, incluyendo meteorización, formación de suelos y erosión; (5) montes extintos que culminaron su actividad volcánica y se hunden bajo el nivel del mar, a veces, formando atolones o guyots; (6) el

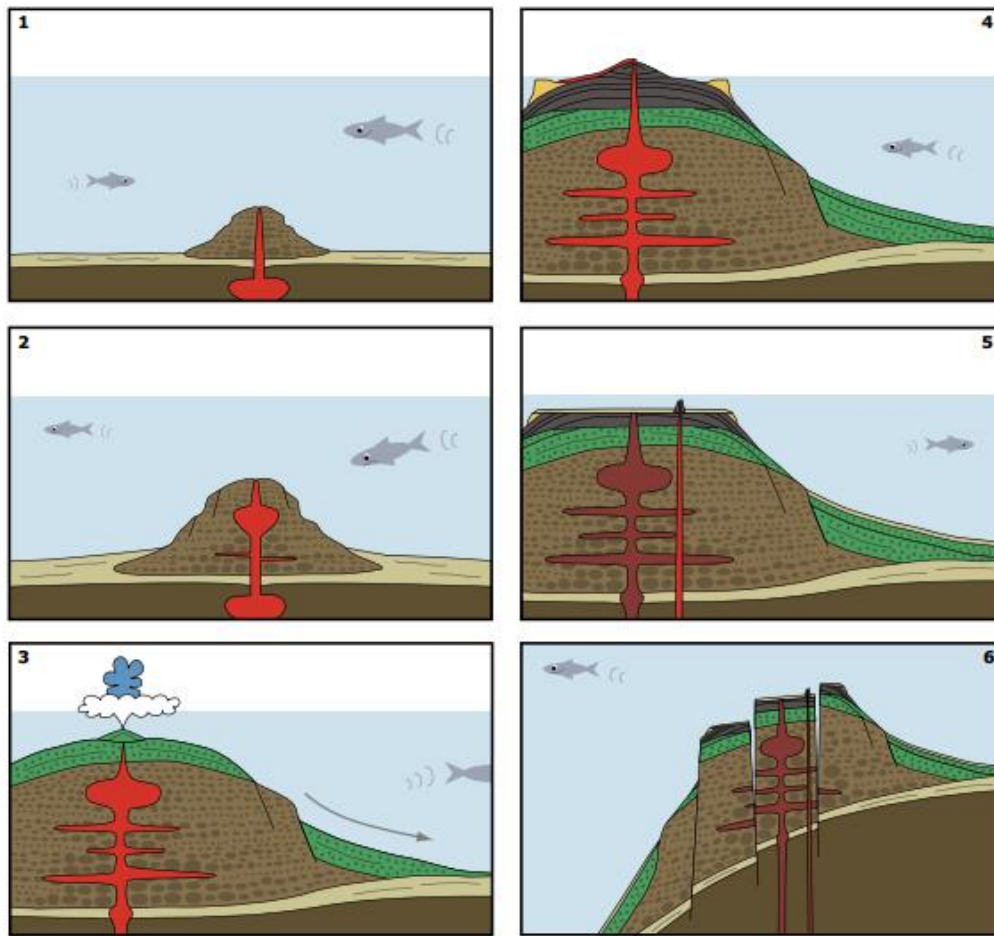


Figura 3.3: Etapas de la evolución estructural de los montes submarinos (Staudigel y Clague, 2010), definidas según tamaño del edificio, presión confinante al momento de la erupción y exposición al agua marina.

monte alcanza el fin de su vida geológica en el cierre de cuencas oceánicas o por la subducción (Staudigel y Clague, 2010).

La mayoría de los volcanes de isla oceánica están sujetos a un largo proceso de subsidencia, primero debido a una flexura por carga y, luego, por el enfriamiento de la placa, en función de la edad y decaimiento del abombamiento del *hotspot* (*hotspot swell*) (Ramalho *et al.*, 2013). Esto ocurre luego de que la actividad magmática se vuelve menos frecuente y vigorosa. Algunos autores proponen que la subsidencia puede ser compensada por isostasia causada por descarga de material erodado. Sin embargo, cálculos de alzamiento causado por deslizamientos enormes sugieren que este efecto es probablemente pequeño (Menard, 1986; Smith y Wessel, 2000; Quartau *et al.*, 2010).

Por otro lado, durante los cambios eustáticos que ocurrieron durante el Pleistoceno Medio y Tardío, de acuerdo con Bitanja *et al.* (2005), las fluctuaciones nunca alcanzaron más de 130 m bajo el nivel del mar presente (Tempera *et al.*, 2013). Estos cambios, durante el Cuaternario, fueron responsables de repetidas emersiones y sumersiones de la tierra. Las plataformas formadas pueden retener vestigios de periodos antiguos de estabilidad en el nivel del mar y de eventos geomorfológicos (Quartau *et al.*, 2010).

3.1.2 ISLAS OCEÁNICAS DE *HOTSPOT*

Los volcanes de isla oceánica muestran cierta tendencia evolutiva, que es causada, esencialmente, por las variaciones en las tasas de suministro de magma (Figura 3.5). Esto, a su vez, es función del movimiento de placas relativo al *hotspot*, de la fuente de fusión, del espesor y edad de la placa, de la proximidad a un borde de placa y de las características de la fuente del fundido (Ramalho, 2011; Ramalho *et al.*, 2013). Los factores internos influyen directamente en el estilo, distribución e intensidad del magmatismo en el espacio y el tiempo, así como también, la posición relativa con respecto al nivel del mar. Por su parte, los factores externos contribuyen a la evolución del edificio, pues controlan la naturaleza e intensidad de los agentes erosivos y de los procesos biológicos (Ramalho *et al.*, 2013).

En placas de gran velocidad, los sistemas de isla oceánica se caracterizan, generalmente, por una corta vida magmática del edificio y una tendencia de subsidencia de largo plazo, creando cadenas lineales de edad progresiva (Morgan *et al.*, 1995; Ramalho *et al.*, 2013). Ramalho *et al.* (2013) resumen en ocho etapas principales la evolución de estas islas: (1) etapa de monte submarino –consistente con las primeras tres etapas de evolución estructural– (Figura 3.3); (2) etapa de isla emergente (Figura 3.5); (3) etapa de construcción del escudo subaéreo –consistente con la cuarta etapa de la evolución estructural– (Figura 3.3); (4) etapa de nivelación o post-escudo; (5) etapa erosiva; (6) etapa post-erosiva o rejuvenecida (Figura 3.4.A); (7) etapa de atolón/isla arrasada –*razed island*– (Figura 3.4.B) y (8) etapa de guyot o isla ahogada –*drowned island*– (Figura 3.4.D). Los factores que controlan si se forma un atolón o un guyot son las tasas de crecimiento de corales y los movimientos verticales de los edificios volcánicos, que pueden estar relacionados a la velocidad de placa donde están emplazados.

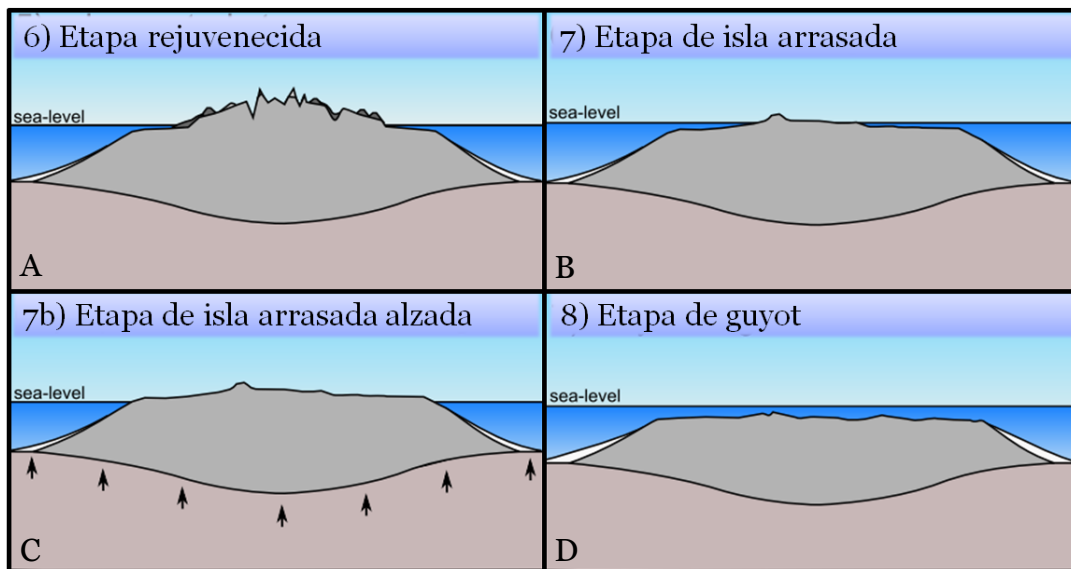


Figura 3.4: Etapas 6, 7 y 8 de la evolución de las islas oceánicas sin arrecifes. A) 6. Etapa rejuvenecida; B) 7. etapa de isla arrasada; C) etapa 7b, ocurre cuando hay alzamiento del edificio volcánico; D) 8. etapa de guyot. Modificado de Ramalho *et al.*, 2011.

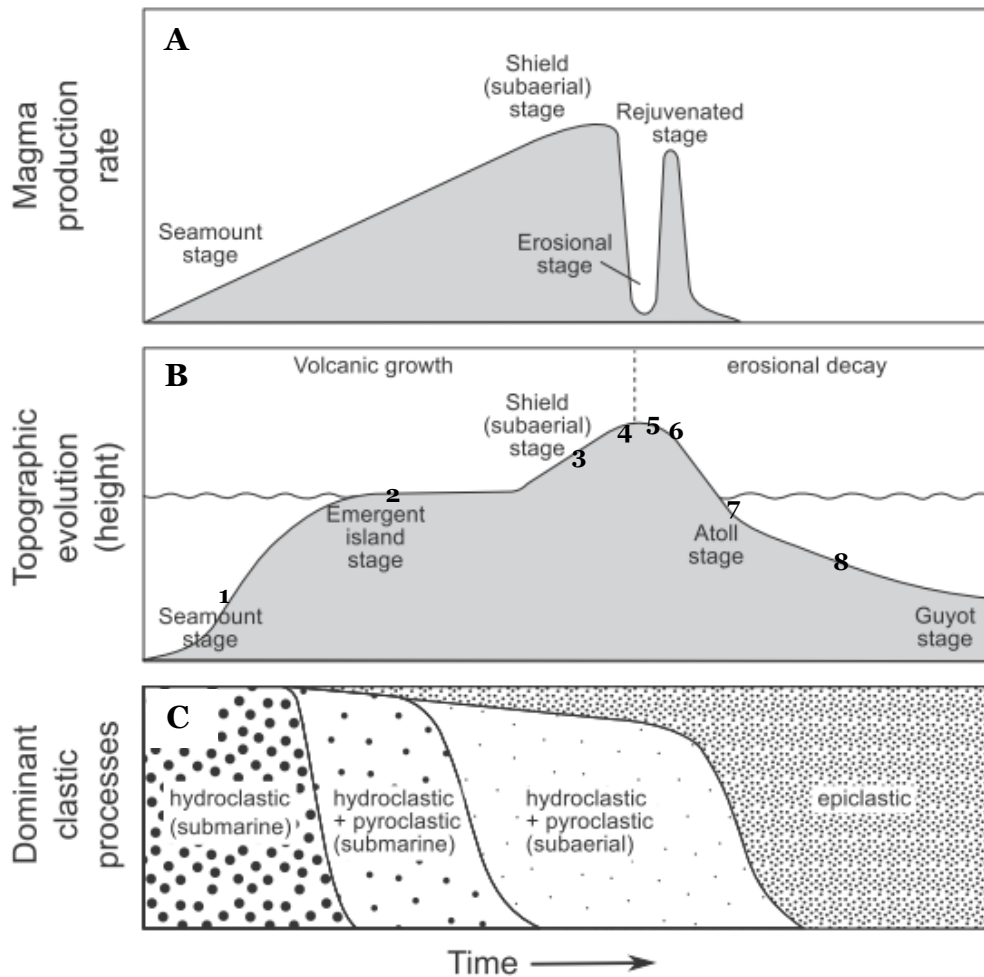


Figura 3.5: Evolución de: (A) Tasas de producción de magma, (B) topografía y (C) procesos clásticos dominantes, en islas oceánicas de acuerdo a la edad de los edificios. Tomado de Ramalho *et al.* (2013) (modificado de Schmincke (2004)). 1: etapa de monte submarino, 2: etapa de isla emergente, 3: etapa de construcción del escudo subaéreo, 4: etapa de nivelación o post-escudo, 5: etapa erosiva, 6: etapa post-erosiva o rejuvenecida y 7: etapa de atolón/isla arrasada.

Las etapas reflejan un magmatismo intermitente (Figura 3.5.A), con un primer ciclo eruptivo muy voluminoso y ciclos posteriores de menor envergadura y, a veces, de magmas más diferenciados. Además, existen periodos de inactividad. Cuando el magmatismo declina, la erosión y la sedimentación obtienen un rol más importante en la evolución de los relieves. La mayor altura topográfica (Figura 3.5.B) se tiene en la culminación del primer ciclo eruptivo y esta, luego, decae lentamente. Por su parte, los sedimentos clásticos sufren una evidente evolución, siendo dominantes los hidroclásticos submarinos en principio; luego hidroclásticos y piroclásticos, submarinos y, posteriormente, subaéreos; y, finalmente, hay un dominio totalmente epiclástico, como se muestra en la Figura 3.5.C (Ramalho *et al.*, 2013).

Por su parte, las líneas de costa existen desde la aparición de la isla, es decir, desde la etapa de emersión hasta la de sumersión, de (2) a (7). Existen gran variedad de factores que configuran la forma de las islas y, en particular, de las costas, que son (Figura 3.6): volcanismo, tectónica, propiedades mecánicas de las litologías costeras,

parámetros de energía de las olas, amplitud del cambio eustático, remociones en masa, erosión subaérea, producción y disponibilidad de sedimentos, crecimiento de arrecifes y producción biogénica, y alzamiento versus subsidencia (Ramalho *et al.*, 2013).

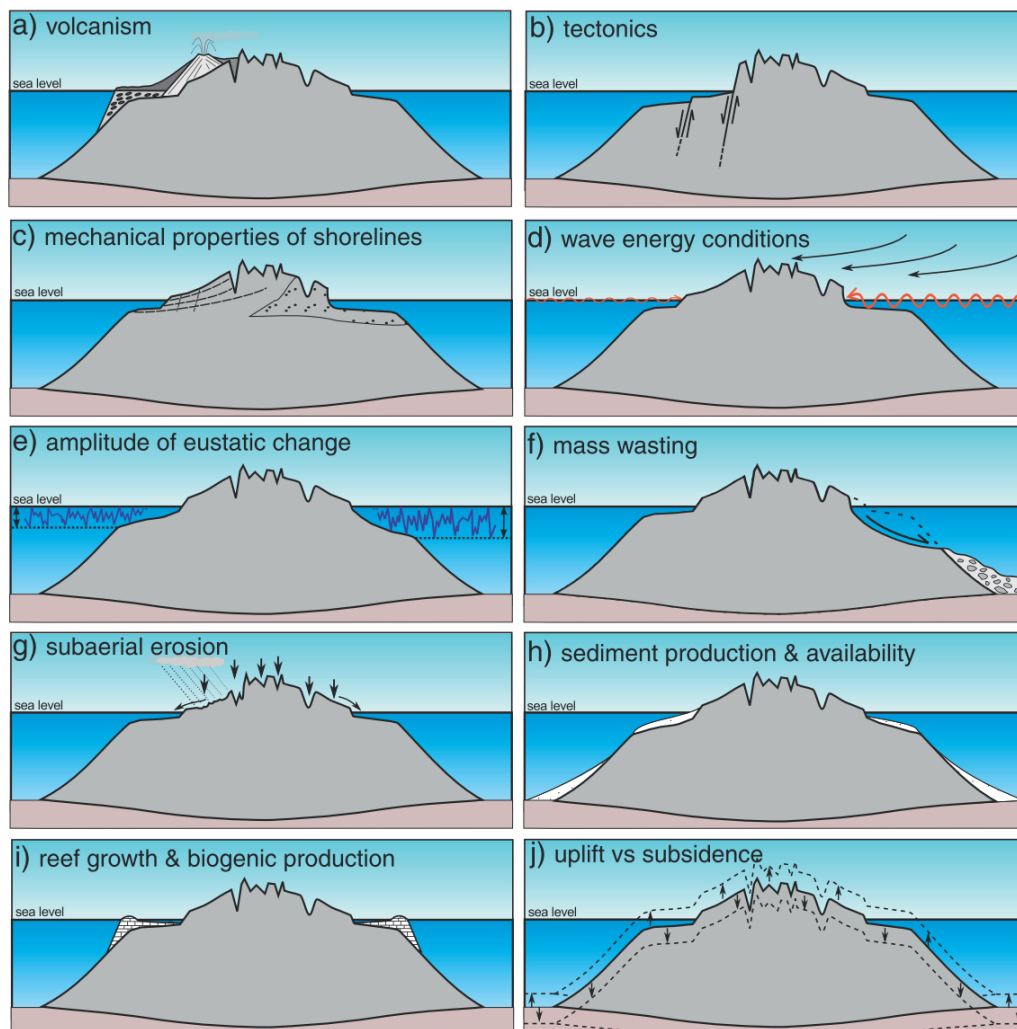


Figura 3.6: Factores que condicionan las líneas de costa en las islas oceánicas. a) Volcanismo, b) tectónica, c) propiedades mecánicas de las líneas de costa, d) condiciones de energía de las olas, e) amplitud del cambio eustático, f) remociones en masa, g) erosión subaérea, h) disponibilidad y producción de sedimento, i) crecimiento de corales y producción biogénica y j) alzamiento v/s subsidencia (Ramalho *et al.*, 2013).

3.1.2.1 EROSIÓN COSTERA EN ISLAS OCEÁNICAS

Esta cumple un rol muy importante en el modelamiento de las líneas de costa, cuya evolución y morfología varía dependiendo de la estructura, litología y mineralogía de las rocas. La erosión por las olas se vuelve muy importante en las etapas de emersión inicial de la isla y en la etapa de post-escudo en islas sin presencia de arrecifes (Ramalho *et al.*, 2013).

La erosión mecánica por las olas suele dominar en las islas volcánicas donde las plataformas son estrechas pues, mientras se agranda la plataforma, las olas se atenúan al

acercarse a la costa, reduciendo su fuerza. Cambios en el nivel del mar ayudan a rejuvenecer la zona intermareal que se va ajustando con ellos (Trenhaile *et al.*, 2000; Quartau *et al.*, 2010). Este efecto, también puede balancearse con la subsidencia de la isla o con eventos climáticos más intensos (Llanes *et al.*, 2009). La subsidencia facilita el retiro de la costa debido a la forma subcónica del volcán y a que la plataforma se vuelve más profunda, por lo que la disipación de las olas se atenúa. Aun sin estos balances, las olas cumplen un importante rol en remover los productos de la meteorización o depósitos de remociones en masa de la plataforma (Ramalho *et al.*, 2013).

Varios otros mecanismos afectan en la erosión costera (ej.: congelamiento, bioerosión, etc.) siendo la meteorización uno importante en latitudes medias. Esta prepara a las rocas para su disyunción y una posterior remoción en masa. Es acompañada de procesos como la extracción y desalojo de bloques diaclasados, las altas presiones generadas por las olas rompientes y por la compresión de aire en fracturas y grietas. Debido al estilo de diaclasamiento de las islas (columnar y laja), y al contacto entre flujos de lava, se promueve la remoción de estos bloques. Además, estratos de escoria y piroclastos son rápidamente removidos, facilitando la erosión. Si el proceso es efectivo, grandes bloques quedan acumulados en la base de los acantilados, que contribuyen a la abrasión marina mediante su arrastre y formación de remolinos en pequeñas cuevas formadas por las olas (Ramalho *et al.*, 2013). Bajo los acantilados, también, pueden desarrollarse playas o una plataforma costera y, a veces, puede encontrarse mar profundo.

Las plataformas son típicamente irregulares cuando están formadas en unidades volcánicas subaéreas, bulbosas en *pillow lavas* y más suaves, en tobas, depósitos de hialoclastita, sedimentos terrígenos finos y carbonatos (Ramalho *et al.*, 2013).

Dietz y Menard (1951) estiman de 9-10 m la máxima profundidad de erosión por las olas, valor mucho menor a otros propuestos anteriormente. Más tarde, Menard y Ladd (1963) proponen que las superficies de erosión son producidas en el nivel del mar, aunque se puede extender algo más abajo si las condiciones son estables (Ramalho *et al.*, 2013).

La plataforma insular se forma de aquella que se desarrolla por el movimiento hacia y desde el mar de la zona intermareal, con los cambios del nivel del mar. Mientras esta se vuelve más ancha y de menor pendiente, las tasas de atenuación, la distancia en que rompen las olas en la línea de costa y el ancho de la zona turbulenta de resaca aumentan. La formación de plataformas de 10 km o más de ancho son el resultado de cambios del nivel del mar antiguos y subsidencia del edificio (Ramalho *et al.*, 2013). Menard (1983) hace algunas observaciones de su morfología y de cómo se relacionan con la dirección del viento (erosión por corrientes de resaca) y sugiere que su extensión refleja la competencia entre procesos que la agrandan y aquellos que rellenan la batimetría, como volcanismo o sedimentación (Quartau *et al.*, 2012). Quartau *et al.* (2010) sugieren que

las pendientes suaves se forman en periodos de quietud, donde las olas operan a niveles constantes.

Es importante destacar, también, la asimetría barlovento/sotavento en la erosión de las islas. La exposición a vientos dominantes crea una asimetría hidrológica, erosiva y biológica en las islas y sus costas. Las precipitaciones y lluvias se relacionan con la topografía de las islas (Sobel *et al.*, 2013). El umbral de elevación de bandas de nube orográficas y, con ello, la intensificación de las lluvias, está controlado por la altitud del nivel de condensación por ascenso (NCA) y si es que este nivel está bajo el nivel de inversión de vientos alisios (Cao *et al.*, 2007). Este depende de varios factores climáticos y es local, regional y estacionalmente variable. A pesar de ello, está típicamente cerca de los 600-800 m en elevación (Smith *et al.*, 2009; Ramalho *et al.*, 2013). En islas donde las mayores elevaciones están bajo el nivel de inversión de los vientos alisios y sobre el NCA, las máximas lluvias ocurren en las cumbres y la lluvia es menos asimétricamente distribuida a diferencia de como ocurre en islas con cumbres sobre dicho nivel. La erosión por los cursos de agua disecta progresivamente el terreno y da origen a valles profundos, quebradas, etc. (Ramalho *et al.*, 2013).

Las olas refuerzan la erosión, dado que vientos más fuertes y frecuentes aumentan la altura y frecuencia de estas, resultando en mayores tasas de erosión en zonas barlovento. Islas grandes y altas, que están sujetas a vientos alisios, son frecuentemente asimétricas, con costas más disectadas y plataformas más extensas en barlovento. En cambio, islas más bajas y pequeñas no desarrollan grandes ríos y, el ancho de la plataforma y altura de los acantilados están relacionados al tiempo que han sido expuestas a la acción de las olas y las características de estas (Menard, 1983; Quartau *et al.*, 2012; Ramalho *et al.*, 2013).

Eventos de olas extremas, como grandes tormentas o *tsunamis*, tienen gran potencial erosivo de las costas. Son capaces de extraer y transportar enormes bloques. Estos derivan de los arrecifes o plataformas rocosas (si es que existen) o desde acantilados adyacentes. La erosión inducida, junto a remociones en masa, son agentes principales de cambio a lo largo de la línea de costa en islas volcánicamente inactivas que son impactadas por estos procesos. Estos eventos pueden romper barreras de playa, desplazar arenas, rellenar *lagoons* y erodar playas enteras (Ramalho *et al.*, 2013).

La cantidad de erosión para cada elevación costera varía de acuerdo a factores como resistencia de la roca, tiempo en que las olas operan a ese nivel, altura y largo de la ola y el efecto de la topografía submarina en tasas de atenuación de las olas (Quartau *et al.*, 2010). Pequeñas elevaciones en la plataforma pueden reflejar remanentes de erosión, como islotes producto de la desintegración de la isla. Otras posibilidades son que sean parches de sedimento, productos del volcanismo o tectónica post-subsidencia y bancos o arrecifes de carbonatos (Vogt y Smoot, 1984).

3.1.2.2 SEDIMENTACIÓN EN ISLAS SIN ARRECIFES

La sedimentación en islas pequeñas, intermedias o bajas sin arrecifes, tiene la mayor contribución de la erosión por las olas, principalmente de acantilados, siendo solo aportes los productos de la erosión subaérea, del volcanismo explosivo, el enfriamiento de lavas cuando entran al mar y la productividad biológica (Quartau *et al.*, 2010).

Los sedimentos son producidos en pequeña escala y, en tramos más energéticos de la costa, son transportados por corrientes descendentes que se desarrollan durante tormentas, sacando las arenas de las costas. A lo largo de costas de acantilados, y lejos de descargas fluviales, los sedimentos pueden acumularse como estrechas y empinadas playas de gravas y bloques en la parte superior de plataformas costeras derivadas de la erosión del acantilado (Felton, 2002). En estas costas, las remociones en masa desde el acantilado son el contribuyente principal de sedimentos muy gruesos y las responsables de crear grandes acumulaciones de bloques que, temporalmente, extienden la línea de costa hacia el mar. En bahías protegidas o sitios donde, localmente, hay harta productividad biogénica, se pueden formar pequeñas playas ricas en bioclastos e incluso sistemas de dunas costeras (Johnson *et al.*, 2013; Ramalho *et al.*, 2013).

Pequeñas playas pueden formarse entre farellones o flujos de lava que confinan y protegen los depósitos de corrientes y olas, y permiten su estabilización. La dinámica en playas expuestas es muy variable, es afectada por movimientos perpendiculares a las costas (por periodos de tormenta y de quietud) y por corrientes a lo largo de la costa (influenciadas por vientos alisios) que transportan sedimentos en suspensión y los llevan de una playa a otra (Norcross *et al.*, 2002). Sin embargo, los sedimentos tienden a permanecer poco tiempo cerca de la orilla y son transportados hacia fuera de la costa, donde pueden formar clinofomas (Quartau *et al.*, 2012). Ahí, su acumulación es transiente porque la mayoría termina siendo transportada hacia el *shelf break*, ya sea gradualmente o por corrientes de turbidez y, desde ahí, hacia las partes bajas del volcán en el fondo oceánico (Ramalho *et al.*, 2013). Este transporte suele ser aumentando cuando cañones submarinos cortan el *shelf break* (Romine y Fletcher, 2013).

Procesos biogénicos también juegan un rol importante en la producción de sedimentos, pero de manera mucho más lenta (Ramalho *et al.*, 2013).

3.1.2.3 TRAZADORES DE ALZAMIENTO Y SUBSIDENCIA

El crecimiento y decaimiento de las islas oceánicas está normalmente acompañado por movimientos verticales. Estos movimientos son, probablemente, el resultado de varios procesos, como pueden ser: (1) envejecimiento de la litósfera; (2) respuesta flexural litosférica a la intrínseca transferencia de masa asociada con el volcanismo de isla y la subsecuente redistribución de volumen por erosión y efectos de transporte de masa; y (3) desarrollo y dinámica del abombamiento del *hotspot* (Ramalho *et al.*, 2010).

Los marcadores de paleonivel del mar más comunes son:

3.1.2.3.1 UNIDADES VOLCÁNICAS SUBMARINAS

Rocas volcánicas emplazadas completamente en un ambiente marino o de transición cuya parte subaérea fue erodada o no se observa. Exhiben morfologías de *pillow lavas*, lavas lobuladas, brechas de hialoclastita, peperitas, etc. Dado que toda la unidad se formó bajo el agua, su punto presente más alto representa la altura mínima del nivel del mar durante su emplazamiento (Ramalho *et al.*, 2010).

3.1.2.3.2 DELTAS DE LAVA

Se forman cuando lavas subaéreas alcanzan el mar y forman *pillows lavas* o brechas de hialoclastita. El límite entre la zona plana subaérea y la empinada brecha o frente de *pillow lavas* marca el paleonivel del mar (Ramalho *et al.*, 2010).

3.1.2.3.3 SEDIMENTOS MARINOS

Usualmente son carbonatos marinos y calcarenitas, o areniscas o conglomerados líticos depositados en un ambiente marino. Las asociaciones de fósiles presentes es diagnóstica y un estimador del paleonivel del mar. Terrazas marinas cuaternarias someras pueden ser frecuentes y, a veces, extensas. Estas suelen ser formadas en periodos de niveles altos del mar y están frecuentemente asociadas a superficies de abrasión marina. Se infiere que la parte superior de la terraza no se formó a más de 5 m bajo el nivel del mar (Ramalho *et al.*, 2010).

3.1.2.3.4 SUPERFICIES DE ABRASIÓN MARINAS Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

Se caracterizan por tener superficies planas con depósitos de playa, terrazas de carbonato, icnofósiles, etc. La morfología del acantilado de trasplaya, a veces, puede también reconocerse. El nivel del mar contemporáneo se asume de no más de 5 m sobre la terraza o estructuras asociadas (Ramalho *et al.*, 2010).

3.1.3 ANÁLISIS DE CUENCAS

3.1.3.1 GEOMORFOMETRÍA

Una cuenca hidrográfica es la superficie de terreno definida por el patrón de escurrimiento del agua, es decir, es el área de un territorio que desagua en una quebrada, un río, un lago, un pantano, el mar o un acuífero subterráneo. Sus límites son la línea divisoria de aguas en las cumbres más altas.

Existe gran variedad de parámetros en el estudio de cuencas hidrográficas. Los más importantes corresponden al perímetro, área y longitud de la cuenca, de los cuales se pueden determinar varios otros, como ancho medio, factor de forma (F_f) y de compacidad (F_c). Son importantes, también, la elevación máxima de la cuenca y las pendientes. Estos parámetros geométricos están relacionados a los procesos de erosión, influenciados por la topografía, el clima y la geología (Hildenbrand *et al.*, 2008).

El área se puede definir como la proyección horizontal de toda el área de drenaje de un sistema de escorrentía dirigido directa o indirectamente a un mismo cauce natural; y la longitud, como la distancia horizontal del río principal entre un punto aguas abajo y otro aguas arriba, donde la tendencia general del río principal corta la línea de contorno de la cuenca. El perímetro o longitud de divisoria es la longitud del contorno del área y, el ancho se puede calcular como una relación entre el área y la longitud de la cuenca. Por su parte, la pendiente media de la cuenca es de importancia pues da un índice de la velocidad media de la escorrentía y, por lo tanto, de su poder de arrastre o poder erosivo (Guerrero, s.f.).

El factor de forma representa la relación del área con la longitud de la cuenca. A medida que el área aumenta, la razón disminuye, lo cual indica una tendencia de alargamiento en las cuencas grandes. Por su parte, el factor de compacidad (también llamado índice o coeficiente de compacidad de Gravelius) expresa la discrepancia de forma entre la cuenca y un círculo teniendo la misma área. Para el caso $F_c = 1$ se tiene una cuenca circular. Aquellas cuencas más circulares presentan una respuesta más inmediata y violenta, con bruscos aumentos de caudal que pueden llegar, fácilmente, a aluviones, frente a la presencia de precipitaciones. Lo anterior, debido a que la mayoría de los afluentes drenan, casi al mismo tiempo y en la misma sección, sus aguas al curso principal (Guerrero, s.f.). Ambos parámetros pueden reflejar la evolución de las cuencas, dado que la erosión, generalmente, involucra el alargamiento gradual de las cuencas a través de la captura lateral de sistemas de drenaje adyacentes. Para ríos de largos similares, cuencas muy evolucionadas tendrán mayor área y serán caracterizadas con un mayor factor de forma. Por su parte, cuencas más viejas tendrán menor factor de compacidad, dado que el alargamiento lateral lleva a un rápido incremento del área sin un incremento significativo de perímetro (Hildenbrand *et al.*, 2008).

Hildenbrand *et al.* (2008) introducen el parámetro ‘profundidad de cuenca’, que es un parámetro adimensional que vincula el alto máximo de una cuenca con su tamaño geográfico.

El año 1982, el IREN publica un estudio de los recursos físicos de las islas de la dorsal, donde define diez cuencas mayores o desarrolladas (>1 km²), doce cuencas menores o de mediano a escaso desarrollo y sectores drenados por sistemas fluviales. Por su parte, Santa Clara solo presenta sistemas hidrográficos juveniles o de muy bajo desarrollo.

3.1.3.2 ANÁLISIS DE KNICKPOINTS

Los *knickpoints* son puntos de cambio brusco en el perfil de un río. La presencia de estos en el lecho del río suele ser interpretada como el resultado de cambio en el nivel base (alzamiento o colapso de bloques), presencia de fallas, caída en el nivel del mar, diferencias litológicas a lo largo del perfil, deslizamientos repentinos o erosión diferencial entre un río principal y sus afluentes –el río gana fuerza con la llegada de los afluentes– (Ye *et al.*, 2012). En particular, rocas relativamente más resistentes tienden a

crear segmentos de mayor pendiente y, a su vez, rocas menos resistentes son más fáciles de erodar por lo que la incisión del río es más rápida (Hartvich, 2005). Hartvich (2005) resume las causas en tres grupos: características mecánicas de las rocas, ingeniería directa del hombre y el balance entre la distribución de sedimento y la energía potencial.

3.2 DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ

La dorsal de Juan Fernández (JFR) corresponde a una cadena volcánica de 900 km de largo, en la placa de Nazca, con un rumbo cercano a los N80°E desde la ubicación del *hotspot* actual (Figura 3.7). Este rumbo se vuelve más noreste en las cercanías del guyot O'Higgins (Von Heune *et al.*, 1997). De altimetría satelital de Sandwell y Smith (1997), algunos autores (Kopp *et al.*, 2004; Von Heune *et al.*, 1997) han reconocido once volcanes mayores. Entre ellos están: las islas Robinson Crusoe y Alejandro Selkirk; el guyot O'Higgins; y los montes submarinos O'Higgins, Alfa, Beta, Gamma, Friday y Domingo.

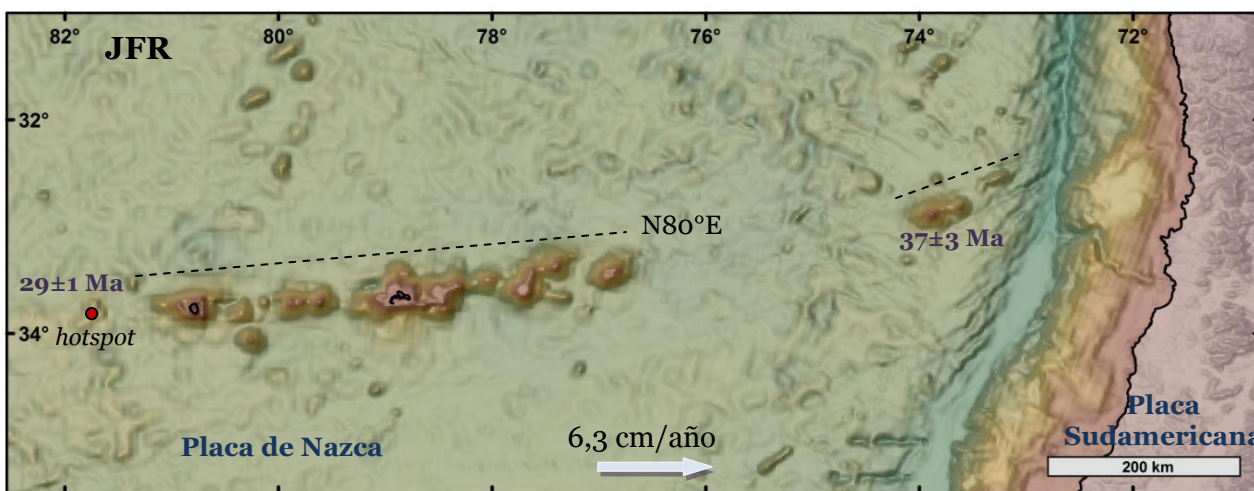


Figura 3.7: Características dorsal de Juan Fernández. Flecha indica velocidad de la placa de Nazca según Kendrick *et al.* (2002), punto rojo indica posición del *hotspot* según Devey *et al.* (2000) y edades en morado indican edad de la corteza oceánica según Müller *et al.* (2008). Imagen de fondo corresponde a batimetría ETOPO_2.

El origen de la cadena corresponde al volcanismo de un *hotspot*, teoría respaldada por la progresión lineal en edades a lo largo de la cadena (Yañez *et al.*, 2001) que, actualmente, se encuentra al oeste de la isla Alejandro Selkirk y, aunque su ubicación exacta es desconocida, se ha propuesto que se encuentra bajo el monte Friday (Farley *et al.*, 1993), a los 33°47,4'S y 81°43,5' W (Devey *et al.*, 2000). Por su parte, el conjunto O'Higgins, que incluye el guyot, monte y dorsal homónimos, corresponde a los cuerpos volcánicos más antiguos de JFR presentes en el suelo oceánico. Sin embargo, existe un monte submarino, ya subductado, Papudo (72,6°W/32,7°S) (Figura 3.8), el cual se estima que fue de un tamaño similar al guyot O'Higgins y que produce un domo en el piso oceánico de cerca de 400 m de alto, siendo la anomalía (magnética circular) más prominente asociada a la corteza oceánica subductada (Von Heune *et al.*, 1997), el cual pertenecería a la dorsal de Juan Fernández.

Esta dorsal, dado que no se desarrolló cerca de un centro de expansión, es de dimensiones moderadas y se formó en un ambiente plenamente de intraplaca (Kopp *et al.*, 2004; Sepúlveda Lema, 2013). La gran distribución de edificios volcánicos, tanto grandes como pequeños, indica magmatismo difuso distribuido a lo largo de múltiples conductos. Además, la discontinuidad de la cadena volcánica muestra un volcanismo episódico (Yañez *et al.*, 2001).

La placa de Nazca nace en la dorsal mesoceánica Pacífica oriental y, junto a JFR, se mueven hacia el este y subductan bajo la placa Sudamericana, con una velocidad de convergencia de 8,5 cm/año según modelo de DeMets *et al.* (1990) y 6,3 cm/año según modelo con mediciones GPS de Kendrick *et al.*, (2003).

La corteza oceánica, en la zona de la dorsal, muestra una profundidad típica de 4000 m, pero con zonas de profundidades algo mayores. Según modelos de Müller *et al.* (2008), presenta edades desde 37 ± 3 Ma en el conjunto O'Higgins hasta de 29 ± 1 Ma en las cercanías de Domingo. Además, el dominio de la corteza oceánica está caracterizado por anomalías de expansión de fondo oceánico con rumbo noroeste (Yañez *et al.*, 2001).

Durante los últimos 12 Ma, el lugar de la colisión de la dorsal solo se ha movido $2,5^\circ$ (275 km) hacia el sur. A su vez, datos sísmicos han demostrado que JFR no es completamente asísmico (Yañez *et al.*, 2002).

La capa de sedimentos pelágicos en los alrededores de la dorsal varía de 0 a 250 m para la parte continua de la dorsal (Whittaker *et al.*, 2013) y de 300-400 m para la zona del grupo O'Higgins (Contreras Reyes, 2003). Esta, para el Pleistoceno, estaría compuesta, principalmente, por lodos de nanofósiles y foraminíferos (Levitán *et al.*, 2012).

3.2.1 MONTES SUBMARINOS ESTUDIADOS

3.2.1.1 GRUPO O'HIGGINS

Corresponde al monte ($32^\circ 50'S/73^\circ 38'W$), el guyot ($32^\circ 52'S/73^\circ 48'W$) y la dorsal O'Higgins, según Van Heune *et al.* (1997) (Figura 3.3).

El guyot tiene una edad de $8,5 \pm 0,4$ Ma según Von Heune *et al.* (1997) y 8,7 Ma según modelación (de reconstrucción de la placa) de Yañez *et al.* (2001). Edades resultantes de esta modelación dan valores de 10,5 – 10,8 Ma para Papudo, 8,66-9 Ma para el monte y 9,8 Ma para la dorsal O'Higgins. Sin embargo, edades obtenidas recientemente (Lara *et al.*, en prep.), dan valores más altos, de $9,26 \pm 0,28$ Ma para el guyot O'Higgins.

El monte y el guyot, que se alzan sobre el fondo oceánico 2,9 y 3,5 km, respectivamente, están conectados por una pequeña cresta, que estaría compuesta por detrito volcánico producto de procesos de erosión y no tendría un origen extrusivo. Además, estos no habrían evolucionado simultáneamente, sino que tuvieron un retaso

de un máximo de 0,5 Ma. Dado el volumen del guyot, este provoca flexura litosférica y estructura de fosa (*moat*), fenómeno que no logra el monte debido a su bajo volumen (Kopp *et al.*, 2004; Yañez *et al.*, 2001).

Por su parte, la dorsal O'Higgins estaría compuesta por pequeños conos alineados (Von Heune *et al.*, 1997), con una máxima elevación de 1 km sobre el fondo marino y de 9,8 Ma de edad (Kopp *et al.*, 2004).

Por otro lado, existe una extensa red de estructuras tectónicas singenéticas asociadas a los centros volcánicos. Las fallas son subparalelas al rumbo de JFR (Kopp *et al.*, 2004).

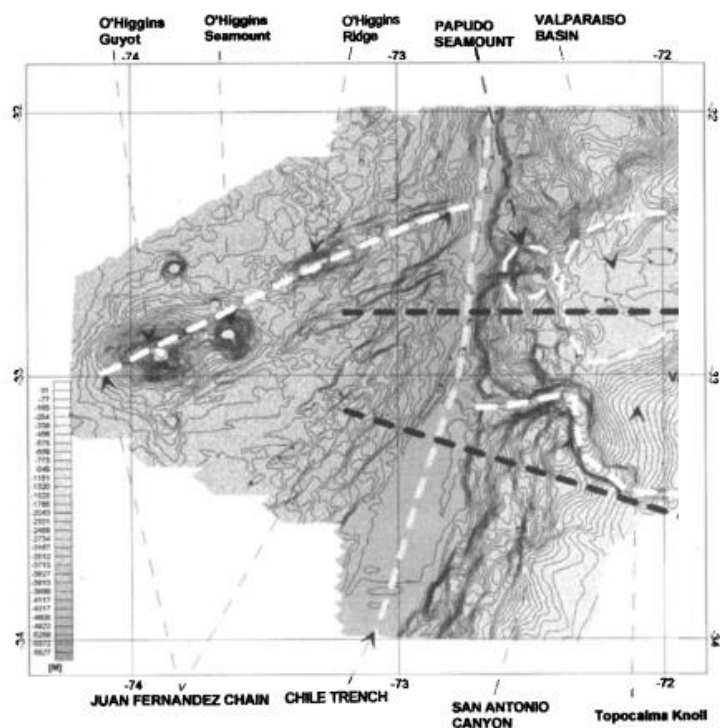


Figura 3.8: Batimetría de alta resolución del sector del complejo O'Higgins. Se muestran los edificios del grupo O'Higgins y la ubicación del monte Papudo. Modificado de Yañez *et al.* (2001).

3.2.1.2 FRIDAY Y DOMINGO

Friday se encuentra cerca de 70 km al oeste de Alejandro Selkirk. Fue descubierto en 1988 y se obtuvieron muestras frescas de basaltos alcalinos, afaníticos y porfíricos con fenocristales de plagioclasa, muy vesiculares y con una fina recubierta de óxidos de manganeso, indicando emplazamiento reciente en el piso oceánico (Farley *et al.*, 1993).

En 1992, fue descubierto el monte Domingo, cuya cima se encuentra a los $33^{\circ}56,8'S/81^{\circ}50,7'W$ a 1780 m de profundidad (en ubicación del *hotspot* en Figura 3.7). Además, Friday fue relocalizado con su cima a los $33^{\circ}47,4'S/81^{\circ}43,5'W$ a 1820 m de profundidad, según datos batimétricos HYDROSWEEP. Nuevamente, se obtienen muestras de basanitas frescas, muy vesiculares con fenocristales de olivino y plagioclasa, con poca presencia de vidrio (Devey *et al.*, 2000).

Domingo es volumétricamente menor que Friday y ambos presentan morfologías volcánicas (Devey *et al.*, 2000).

3.2.1.3 ALFA

Alfa se conoce como un monte submarino inmediatamente al este de Robinson Crusoe. De este se han obtenido muestras de basaltos alcalinos afaníticos de plagioclasa, además de sedimentos redondeados tamaño grava gruesa (Farley *et al.*, 1993). Se tiene solo una muestra datada que tiene una edad de $4,63 \pm 0,06$ Ma (Lara *et al.*, en prep.).

Se encuentra sobre un piso oceánico de edad levemente mayor a 30 Ma (Müller *et al.*, 2008).

3.2.1.4 ROBINSON CRUSOE, SANTA CLARA Y ALEJANDRO SELKIRK

Estos relieves corresponden a las únicas tres islas de la dorsal de Juan Fernández. Santa Clara (Figura 2.5.A) y Robinson Crusoe (Figura 2.6) pertenecen al mismo edificio volcánico. Alejandro Selkirk (Figura 2.5.B) se encuentra a los $33^{\circ}46,4'S/80^{\circ}47,7'W$, a 170 km de Robinson Crusoe.

El piso oceánico de Robinson Crusoe y Santa Clara tiene cerca de 31 Ma y en Alejandro Selkirk cerca de 29 Ma (Müller *et al.*, 2008).

4. METODOLOGÍA

4.1 TERRENO

4.1.1 TERRENO MAYO 2013

El grupo de trabajo lo componen los geólogos Gabriel Orozco, Javier Reyes y la memorista Valentina Astudillo.

El trabajo pertinente a la presente memoria consiste en hacer un reconocimiento de las unidades geológicas y geomorfológicas de la isla. Se visitan las cuencas principales donde se buscan posibles indicadores de alzamiento, se identifican posibles sitios de *knickpoints* (por ejemplo: cascadas) y se reconocen los distintos depósitos de la erosión, ya sea depósitos aluviales, coluviales y fluviales y su relación con las unidades volcánicas. Se toman muestras de algunos depósitos aluviales y de arenas.

Se lleva un registro fotográfico de todos los sitios visitados.

4.1.2 EXPEDICIÓN DIFROL ISLAS OCEÁNICAS SEPTIEMBRE 2013

El grupo asistente, dedicado a estudios geológicos, lo compone el geólogo Javier Reyes, el memorista Oliver Cooper y la memorista Valentina Astudillo. El resto de la expedición la componen distintos profesionales (geógrafos, geodestas, un oceanógrafo, etc.) y marinos y oficiales de la Armada de Chile.

El trabajo en terreno consiste, básicamente, en describir algunos depósitos sedimentarios y conglomerados de las quebradas principales, visitar sectores no registrados previamente y obtener muestras fluviales. Sin embargo, los resultados de esto último no se publicarán en esta memoria, por lo que no se hará mención de la metodología utilizada.

Se obtiene un registro fotográfico significativo de las morfologías de la isla.

4.2 ESTUDIO DE BATIMETRÍA

En esta memoria se considera: monte submarino a cualquier elevación sobre los 100 m, incluyendo a los guyots; monte pequeño a aquellos bajo los 1000 m de elevación y monte grande sobre los 1000 m; y guyot a aquel edificio volcánico que sea de un tamaño considerable y en cuya cumbre se distinga una meseta de pendiente baja.

4.2.1 BATIMETRÍA GLOBAL

Se utiliza el *software* GeoMappApp.exe (Ryan *et al.*, 2009), que provee el set de datos GMRT (*Global Multi-Resolution Topography*), para obtener una imagen de la batimetría de la dorsal de Juan Fernández, cuyos datos están en proyección Mercator_1SP.

Para el resto de los cálculos se utiliza la batimetría pública GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*) de resolución 30 segundos de arco. Esta corresponde a una grilla que utiliza información de profundidades de altimetría satelital de ERS 1 y anomalía de gravedad de Geosat de Sandwell y Smith (2007). Además, considera un gran número de sondeos batimétricos. Se utiliza proyectada a UTM (Universal Transverse Mercator) en este estudio.

En primer lugar, se identifican las distintas elevaciones de importancia con curvas de nivel cada 200 m. Aquellas elevaciones que parecieran ser volcanes que comparten parte de su estructura volcánica con otro se les considera conjuntos volcánicos (c.v.). A los edificios volcánicos de las islas Robinson Crusoe y Alejandro Selkirk se les calculan los parámetros de guyot, asumiendo que se convertirán en uno en el largo plazo, dadas las condiciones actuales y siguiendo las etapas de evolución de las islas oceánicas asociadas a un *hotspot*.

Para identificar los distintos edificios volcánicos se consideran los nombres existentes. A aquellas elevaciones que no tienen nombre publicado se les nombra según el alfabeto griego, siguiendo la nomenclatura de los montes submarinos Alfa, Beta y Gamma. Al guyot O'Higgins se le mencionará como g. O'Higgins y al monte como m. O'Higgins.

Para cada edificio volcánico considerado se calcula: (1) área, (2) volumen, (3) profundidad mínima y (4) promedios de pendientes altas y bajas. Para aquellos considerados guyots se les calcula, además: (5) profundidad del *shelf break*, (6) área del *plateau* y (7) altura máxima estimada de cuando el volcán alcanza su máximo topográfico. Aquellos parámetros de montes submarinos obtenidos en estudios anteriores, se consideran y comparan con los obtenidos en este estudio.

Se realizan, entonces, mapas de pendientes (Anexo C), mapas de contornos (Figura 5.1) y perfiles N-S y W-E (Anexo D) –que cruzan cercanos a la altura máxima–, para cada uno de los montes submarinos e islas estudiados.

4.2.1.1 ÁREA

Para definir el perímetro del monte se utiliza un mapa de pendientes (Anexo C). Se considera el fin de las pendientes bajas como el límite del volcán y, en caso de extenderse bajo los 4000 m, se considera la curva de nivel de dicha profundidad. Utilizando un *software* SIG² se calcula directamente el área dentro del perímetro.

4.2.1.2 VOLUMEN

Se considera una profundidad típica del fondo oceánico en las cercanías de la dorsal. Se calcula el volumen desde un plano de referencia, en la profundidad típica determinada, hasta la superficie 3D del archivo ráster correspondiente al edificio

² Sistema de Información Geográfica.

volcánico. Con este método no se considera el posible efecto de carga de los montes submarinos, por lo que se omite el volumen del cuerpo volcánico que puede encontrarse bajo el nivel del fondo oceánico considerado.

4.2.1.3 PROFUNDIDAD MÍNIMA

Desde GeoMapApp.exe, se estima la profundidad mínima registrada de la curva de nivel menos profunda. Se aproxima a la decena más cercana.

4.2.1.4 PROMEDIO PENDIENTES

Se utiliza la metodología propuesta por Smoot (1983) y utilizada por Vogt y Smoot (1984), que consiste en dividir el monte submarino en cuatro cuadrantes, calcular un gradiente representativo de cada uno y, luego, promediarlos. Se realiza para las bajas y altas pendientes.

Para Friday y Domingo, además, se calculan con trigonometría las pendientes características, utilizando la imagen de batimetría HYDROSWEEP publicada por Devey *et al.* (2000).

4.2.1.5 PROFUNDIDAD DEL SHELF BREAK

Con un *software* SIG, se determina el valor de profundidad del cambio abrupto de pendiente entre el *plateau* y las altas pendientes, promediando de distintos sectores, utilizando perfiles y curvas de nivel.

4.2.1.6 ÁREA DEL PLATEAU

Se crea un polígono limitado por el *shelf break*, al cual se le determina el área con un *software* SIG.

4.2.1.7 ALTURA MÁXIMA QUE ALCANZA LA ISLA

Se utiliza un gráfico de Mitchell (2001) (Figura 4.2), modificado de Vogt y Smoot (1984), que proponen una curva de altura versus área de islas, obtenida de datos actuales de islas oceánicas. Se intersecta la proyección de las áreas de las plataformas de los guyots (líneas rojas) con la curva (línea negra gruesa), para obtener la máxima elevación que pudo tener la isla en su periodo de máximo topográfico, previo a la erosión y subsidencia. Además, se obtiene el mismo dato con la Ecuación (1), ecuación de la curva propuesta por Vogt y Smoot (1984), pues los valores de ambos métodos no coinciden. La Ecuación (1) se presenta a continuación:

$$\log h = 2,5 + 0,25 \log A \quad (1),$$

donde h corresponde a la altura máxima de la isla y A corresponde al área del guyot.

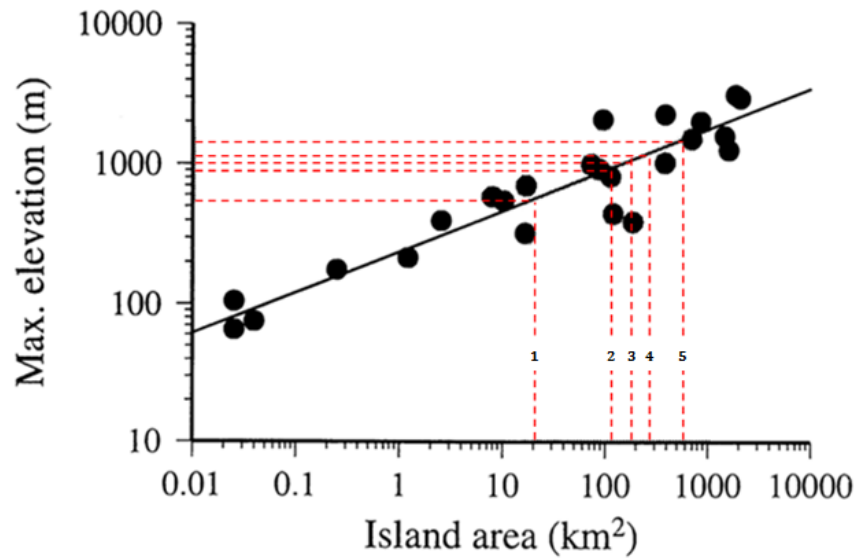


Figura 4.1: Gráfico de área versus elevación máxima de islas oceánicas rehecho por Mitchell (2001), original de Vogt y Smoot (1984). Línea negra representa una regresión logarítmica de mínimos cuadrados obtenida de los datos de las islas. Líneas rojas muestran la información proyectada de los guyots e islas de Juan Fernández: (1) monte O'Higgins, (2) Beta1, (3) Selkirk, (4) Alfa, (5) RC.

Adicionalmente, se estiman tasas de sedimentación pelágica en el sector de la dorsal. Se considera el espesor máximo posible presente en el lugar, según mapa de Whittaker *et al.* (2013), para la franja continua y según datos sísmicos, en el sector del grupo O'Higgins (Contreras Reyes, 2003). Se suponen tasas constantes en el tiempo y que la sedimentación comienza desde la formación de la corteza oceánica. Se obtienen tasas máximas de sedimentación pelágica, considerando las edades de la corteza oceánica del modelo de Müller *et al.* (2008), según la Ecuación (2):

$$S_p = \frac{E_s}{\Delta t} \quad (2),$$

donde E_s es el espesor máximo posible de sedimentos en metros y Δt es la edad de la corteza oceánica en Ma.

4.2.2 BATIMETRÍA DE ALTA RESOLUCIÓN

Para un análisis de mayor detalle del edificio volcánico de la isla Robinson Crusoe, se utilizan cuatro batimetrías *multi beam* (multihaz), proporcionadas por la empresa Bentos (batimetrías multihaz Bentos), cinco batimetrías creadas por el SHOA (batimetrías SHOA) y como base se utiliza la batimetría global GEBCO –gebco_08– (batimetría GEBCO). Adicionalmente, en campañas realizadas por Bentos, se tomaron fotos y muestras de sedimentos de algunos sectores cercanos a la Bahía Cumberland, que serán utilizados en el análisis de la plataforma insular.

4.2.2.1 BATIMETRÍAS MULTHAZ BENTOS

Bentos posee tres batimetrías de alta resolución en la isla Robinson Crusoe. La de mayor extensión abarca una franja al sur y al norte de la isla (franja alta resolución N-S), desde la Bahía Cumberland. Esta fue producto de dos expediciones, en el 2009 y 2011, en donde se tomaron datos para batimetrías multihaz de alta resolución, datos de retrodispersión (*backscatter data*) multihaz para la caracterización del fondo marino (por reflectividad), datos de sonares (*side scan*) y muestreo de sedimentos.

Los instrumentos utilizados se enlistan en el Anexo B. El estudio, además, fue realizado usando un transductor de baja frecuencia (50 kHz). Las tareas de calibración del sistema tuvieron dos etapas: (a) Medición de los *offsets* de instrumentación, lo cual es realizado durante y después de montar el sistema y (b) evaluación angular de alineación de elementos y *offsets* de tiempo calculados para el sistema montado. Los *offset* fueron ingresados en el *software* hidrográfico como parte de la configuración del sistema y del procedimiento de calibración (especificaciones del fabricante).

El procesamiento de datos de la batimetría fue procesado en tres etapas: (a) verificación de los parámetros brutos (*raw parameters*); (b) edición basada en franjas (*swath-based*); y (c) edición basada en área. El detalle de las etapas se encuentra en el Anexo B. Como parte del control de calidad de los datos, se hace un análisis estadístico del error. Para calcular el error se utiliza el criterio CUBE (*Combined Uncertainty Bathymetry Estimator*).

Se generan archivos XYZ ASCII e imágenes Geotiff que son los archivos utilizados en los estudios de esta memoria.

En el 2011 se hace un nuevo estudio para detectar potenciales cambios en la topografía del fondo oceánico debido al *tsunami* ocurrido en febrero del mismo año. En este se hace batimetría multihaz, *sidescan sonar*, perfilamiento sísmico superficial *sub-bottom* y muestreo de sedimentos. El procesamiento de datos de la batimetría multihaz utiliza el Datum WGS 84 17S, meridiano central 81°. Los datos son procesados con las mismas etapas de la batimetría antes mencionada, con variaciones en la etapa 1.

La tercera batimetría corresponde a un producto de la búsqueda del avión CASA 212, el año 2012. No posee un informe formal pues no se realizó en condiciones óptimas para tomar datos batimétricos, sino que tenía como finalidad la búsqueda de anomalías en el fondo marino. Los instrumentos utilizados se detallan en Anexo B.

Adicionalmente, se tiene una imagen Geotiff de batimetría hecha, presuntamente, por el buque Merino de la Armada, en la misma búsqueda. Esta no posee información de profundidad, solo una barra de colores con profundidades, que es utilizada para interpretar formas submarinas.

4.2.2.1.1 DESCRIPCIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LA PLATAFORMA INSULAR

En la campaña de Bentos 2011, de los registros de *sidescan sonar*, en la plataforma al este de la Bahía Cumberland, la baja reflectividad en la información de *backscatter* se interpreta como un fondo marino arenoso y, la alta reflectividad y las sombras como afloramientos rocosos.

En esta misma expedición, se toman muestras de sedimentos en las cercanías a la Bahía Cumberland (Figura 4.2). Cuando en tres intentos no se obtiene sedimento, se interpreta como afloramiento rocoso. Además, se realiza una inspección de un cable submarino en la costa de Robinson Crusoe para detectar cambios tras el *tsunami* del año 2010, mediante buceo y toma de fotografías.



Figura 4.2: Posición de puntos de muestras de sedimentos. Figura obtenida de BENTOS S.A., 2011. Bottom re-survey at IMS hydroacoustic station Hao3, Juan Fernández Islands, Chile, 2011. Estudio batimétrico para la CTBO.

4.2.2.1 BATIMETRÍAS SHOA

Se utilizan las siguientes cartas náuticas creadas por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA):

- 5410_Isla_Robinson_Crusoe.xls. Escala 1:50000.
- 5411_Bahia_Cumberland.xls. Escala 1:5000.
- 5412_Bahias_Carvajal_y_Tierra_Blanca.xls. Escala 1:10000.
- 5413_Bahia_Villagra.xls. Escala 1:10000.
- AltaResoluciónBahia_Cumberland.xls.

Los datos que se muestran en las cartas del SHOA se obtienen a través de sondajes batimétricos, realizados por buques de la institución. Se utilizan sonares monohaz y/o multihaz. Los datos son sometidos a un proceso de control de calidad y filtrado para, luego, ser plasmados en una carta náutica en papel, según diferentes escalas, y una

posterior digitalización (C. Calvete, Jefe División CENDHOC-OCE, comunicación personal, abril 2014).

Se tienen archivos .xls con información de latitud, longitud y profundidad según Datum WGS84. En el caso de los valores del archivo AltaResoluciónBahia_Cumberland.xls, los datos corresponden a un producto anterior a la generación de la carta náutica y, por lo tanto, presentan un menor filtrado. Estos últimos fueron utilizados en una nueva versión de la carta SHOA N°5411 (C. Calvete, Jefe División CENDHOC-OCE, comunicación personal, abril 2014).

4.2.2.2 MODELO BATIMÉTRICO FINAL

Este se crea a partir de las batimetrías mencionadas con la siguiente prioridad: batimetrías Bentos, batimetrías SHOA y batimetría GEBCO. Adicionalmente, se une el modelo de superficie digital obtenido de DIFROL (MSD DIFROL-ASTRIUM). En los casos de superposición de puntos, se eliminan aquellos de menor prioridad, así como también puntos anómalos cercanos, es decir, que no siguen la tendencia lógica de la morfología de un volcán submarino. Lo anterior para que no queden quiebres abruptos debido al cambio de resolución entre batimetrías. El modelo ráster multi-resolución se crea como una interpolación de los puntos xyz de los archivos con una resolución de 10 m por pixel.

4.2.2.3 ANÁLISIS

Con el modelo multi-resolución se crean curvas de nivel, mapas de pendientes y mapas de sombreado. Finalmente, se realiza un mapa geomorfológico en el sector de mejor resolución (batimetrías de alta resolución de Bentos y SHOA) y se describen morfologías en el sector entre Santa Clara y el sector suroeste de Robinson Crusoe.

Primero, se recalculan los datos obtenidos de profundidad del *shelf break*, área del *plateau* y altura máxima de la isla Robinson Crusoe (Tabla 5.4). Se realizan perfiles topográficos en la zona de batimetría de alta resolución (Figura 5.4 y Anexo E), al norte y al sur de la isla, donde el mapa de pendientes muestra claramente un *plateau*. Se calcula un promedio de estos y se asume un valor similar para el resto del *shelf break* –donde la batimetría es de baja resolución– para calcular una nueva área del *plateau*. Con lo anterior, se utiliza la Figura 4.2 y Ecuación (1) para obtener la altura máxima de la isla.

Posteriormente, se estima el volumen de la parte inicialmente emergida de la isla. Se obtiene el volumen de un cono cuya área es la del *plateau* y la altura es la máxima estimada de la isla. Además, se crean modelos de triangulación irregular (TIN) (Anexo F), para los casos de la máxima altura en la zona este, oeste y sur del volcán, en el centroide y en la ubicación actual del cerro el Yunque (Tabla 5.5). Se editan las triangulaciones de forma tal que la mayoría de los triángulos tengan su vértice más alto en la zona de mayor altura. A los modelos obtenidos se les calcula el volumen y se saca un promedio.

Para estimar las tasas, dada la inexistencia de dataciones de la plataforma insular, es necesario suponer una edad aproximada para las lavas de esta, pues se asume que en ese momento comienza la erosión subaérea y por abrasión marina. Dado que las tasas de producción de magma aumentan con el tiempo, alcanzando el máximo en la etapa subaérea (Figura 3.5.A, Ramalho *et al.*, 2013), se calcula una edad del *plateau* máxima, considerando tasas de producción constantes para la fase subaérea. Para esto, se consideran dataciones de lavas de una misma sucesión volcánica, pero a diferentes alturas topográficas (edades concordantes extremas en sitios cercanos), para obtener una relación lineal entre la edad y altura de las lavas, Ecuación (3):

$$h = -417a + 1646 \quad (3),$$

donde h representa la altitud en metros y a la edad en millones de años. Esta relación asume que los flujos de lava tienen espesores similares, pendientes relativamente constantes y que el volumen se ha repartido uniformemente en el tiempo. Adicionalmente, se considera como edad mínima del *plateau* la edad más antigua que se tiene de la isla. Lo anterior asume que el edificio volcánico no presenta una tectónica tan compleja ni que, probablemente, la edad del *plateau* es espacialmente variable.

Con estas estimaciones de edad se calculan tasas totales de erosión, Ecuación (4) y tasas de abrasión marina, Ecuación (5). Las primeras se calculan directamente de la pérdida de volumen total (Tabla 5.6) sobre el *plateau* en el tiempo. Las segundas, se obtienen de la extensión de la plataforma insular. Se promedia la distancia desde el *shelf break* a la isla, ya sea Robinson Crusoe o Santa Clara, de mediciones hechas según las ocho direcciones principales de la rosa de los vientos (Tabla 5.7) y se asume que la erosión comenzó cuando los flujos subaéreos de lavas se iniciaron. También se considera el caso de que la formación de la plataforma ocurre una vez que termina la actividad volcánica. Se determinan tasas promedio mínimas y máximas, según edad máxima y mínima del *plateau*, respectivamente. Se estiman, también, tasas locales.

$$E_r = \frac{V}{\Delta t} \quad (4)$$

$$E_{am} = \frac{A_p}{\Delta t} \quad (5),$$

donde V es el volumen erodado, A_p el ancho de la plataforma y Δt la edad de la plataforma o la edad de cese del volcanismo de escudo.

Se analizan con *software* SIG las morfologías observadas con los distintos productos del modelo ráster multi-resolución (Figura 5.3) y se mapean con ayuda de mapas de contornos, sombreado (Figura 5.9) y pendientes (Figura 5.14). De algunas morfologías se obtiene perfiles longitudinales o transversales (Figuras 5.4, 5.6-5.8), se obtienen imágenes 3D con *software* SIG (Figura 5.11). Adicionalmente, se utiliza la imagen Geotiff y batimetría Bentos de la búsqueda del CASA 212, para interpretar morfologías submarinas (Figuras 5.12 y 5.13).

4.3 ANÁLISIS MORFOLÓGICOS Y MORFOMÉTRICOS DE CUENCAS

4.3.1 MODELOS DE ELEVACIÓN O DE SUPERFICIE DIGITAL

Existen varios modelos de elevación de la isla. Los públicos globales son el SRTM (Jarvis *et al.*, 2008) y el ASTER GDEM. Existen, adicionalmente, dos modelos más, uno proporcionado por CONAF y otro creado por ASTRIUM, facilitado por DIFROL.

El modelo SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) fue obtenido utilizando apertura sintética interferométrica InRAS³. Consistió en un sistema de radar modificado que voló a bordo del *Space Shuttle Endeavour* en una misión de 11 días en febrero del 2000 (Jet Propulsion Laboratory-NASA, <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>>). Se utiliza el modelo de resolución 90 m de pixel, la versión 4 y fue descargado desde <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>.

El modelo ASTER GDEM es un producto de METI (*Japan's Ministry of Economy, Trade and Industry*) y la NASA. Fue generado usando imágenes satelitales estereocópicas recolectadas por el instrumento ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) a bordo de Terra, satélite de la NASA de EOS (*Earth Observing System*), lanzado en diciembre de 1999 (Jet Propulsion Laboratory-NASA, <<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>>, <<http://asterweb.jpl.nasa.gov/>>). El modelo utilizado tiene una resolución de 30 m por pixel y fue descargado desde <http://gdem.ersdac.jpacesystems.or.jp/search.jsp>. Este modelo fue procesado previo a su análisis, donde se eliminan puntos fuera de los límites de la isla, se interpolan sectores con ‘hoyos’ y se interpola la línea de costa (cota 0), para hacerlo comparable con los otros modelos.

El MSD⁴ producido por ASTRIUM fue obtenido mediante un sensor satelital de radar, con el método de radargrametría basado en pares estereocópicos StripMap del satélite TerraSAR-X –sistema SAR que usa una longitud de onda de banda X–. Tiene una resolución de 10 m por pixel, con supuesta precisión vertical y horizontal de 5-10 m (ORIONDATA-ASTRIUM, 2011).

El DEM⁴ de CONAF fue creado a partir de curvas de nivel y tiene resolución de 50 m por pixel. Sus especificaciones y autores son desconocidos.

Se analizan las limitaciones de los modelos, para así determinar qué modelo conviene utilizar para el análisis de cuencas. Se hace una comparación entre estos con puntos de GPS diferencial (tomados y procesados durante y después de la campaña a terreno durante septiembre 2013, por la Comisión Geodesia).

³ SAR = RAS = radar de apertura sintética.

⁴ MSD = Modelo de Superficie Digital. DEM = MED = Modelo de Elevación Digital.

4.3.2 DEFINICIÓN DE CUENCAS Y CÁLCULO DE PARÁMETROS

Para el análisis de cuencas se eligen 16 cuencas en la isla Robinson Crusoe, descartando algunas muy pequeñas. A estas se les calculan los siguientes parámetros: perímetro, área, longitud de la cuenca, pendiente media y rango más frecuente, ancho medio y ancho relativo, máxima elevación, ‘profundidad’ y los factores de forma y de compacidad.

Estos se determinan de la siguiente forma:

4.3.2.1 PERÍMETRO (P) Y ÁREA (A)

A partir del MSD elegido y usando el *software* TauDEM (Tarboton, 2002), se determina la red hídrica y, posteriormente, se delimita cada cuenca. Con las herramientas de *software* SIG se calcula el área y perímetro de esta.

4.3.2.2 LONGITUD (L)

Se determina el río principal y el punto de intersección con la línea divisoria de cuencas, proyectando la tendencia del río hasta ese punto. Se traza una línea desde el punto de aforo hasta la intersección y se calcula su longitud.

4.3.2.3 PENDIENTES

Una vez separada la cuenca en el ráster, se crea un mapa de pendientes y se reclasifica en rangos cada 10°. Luego, se calcula el promedio de todas las pendientes y se determina el rango con mayor porcentaje de pendientes.

4.3.2.4 ANCHO MEDIO (W)

El ancho medio se calcula simplemente con la Ecuación (6):

$$W = \frac{A}{L} \quad (6).$$

4.3.2.5 MÁXIMA ELEVACIÓN (H)

Se calcula como la diferencia de elevación máxima medida entre el punto más alto del límite de la cuenca y la desembocadura del río principal.

4.3.2.6 PROFUNDIDAD DE LA CUENCA (BASIN DEPTH) (d)

Este parámetro también es utilizado por Hildenbrand *et al.* (2008) y se calcula como, Ecuación (7):

$$d = \frac{H^2}{A} \quad (7).$$

4.3.2.7 FACTOR DE FORMA (F_f) Y FACTOR DE COMPACIDAD (F_c)

Estos factores se calculan según la Ecuación (8) y Ecuación (9), respectivamente:

$$F_f = \frac{A}{L^2} \quad (8),$$

$$F_c = 0,282 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (9).$$

4.3.3 VOLÚMENES ERODADOS Y TASAS DE EROSIÓN

Se modela una superficie inicial, pre-erosión, que corresponde al mínimo volumen que pudo haber tenido la cuenca. El primer paso de la reconstrucción es crear puntos equiespaciados a partir del perímetro de la cuenca. Luego, se crea una superficie TIN utilizando una triangulación de Delaunay (Figura 4.3.A) y una superficie a partir de una interpolación del tipo *kriging* ordinario con variograma lineal (Figura 4.4.B), métodos de reconstrucción utilizados previamente por Menéndez *et al.* (2008) e Hildenbrand *et al.* (2008), respectivamente. Posteriormente, se calculan los volúmenes de la cuenca (ráster), el TIN y la interpolación *kriging*. Al volumen de cada superficie inicial se le resta el volumen actual y se obtiene el volumen erodado, simulado con dos métodos distintos.

Se calculan las tasas de erosión en millones de años, inferidas de la excavación de la cuenca y la edad de la roca, mediante la Ecuación (10):

$$E_v = \frac{\rho_r V}{A_c \Delta t} \quad (10),$$

donde ρ_r es la densidad de la roca, V el volumen erodado, A_c el área de la cuenca y Δt el intervalo de tiempo entre la construcción de la topografía inicial y el presente (Ferrier *et al.*, 2013).

Para determinar una edad de la roca de las cuencas se utilizan edades de Lara *et al.* (en prep.), considerando: un promedio de edades, para muestras de roca de la misma unidad geológica presentes en la cuenca; la edad obtenida, para aquellas cuencas que presentan solo una datación; la edad de una cuenca cercana, para aquellas cuencas con la misma unidad litológica que la cuenca datada más cercana; la edad de la unidad del escudo, para cuencas con relleno de depósitos y lavas del volcanismo rejuvenecido.

Las tasas de erosión calculadas corresponden a un mínimo, pues los volúmenes lo son. Se calculan tasas promedio considerando un error que corresponde a la diferencia entre ambos métodos.

Adicionalmente, se obtienen las tasas según la Ecuación (4), para que sean comparables con las tasas de erosión totales.

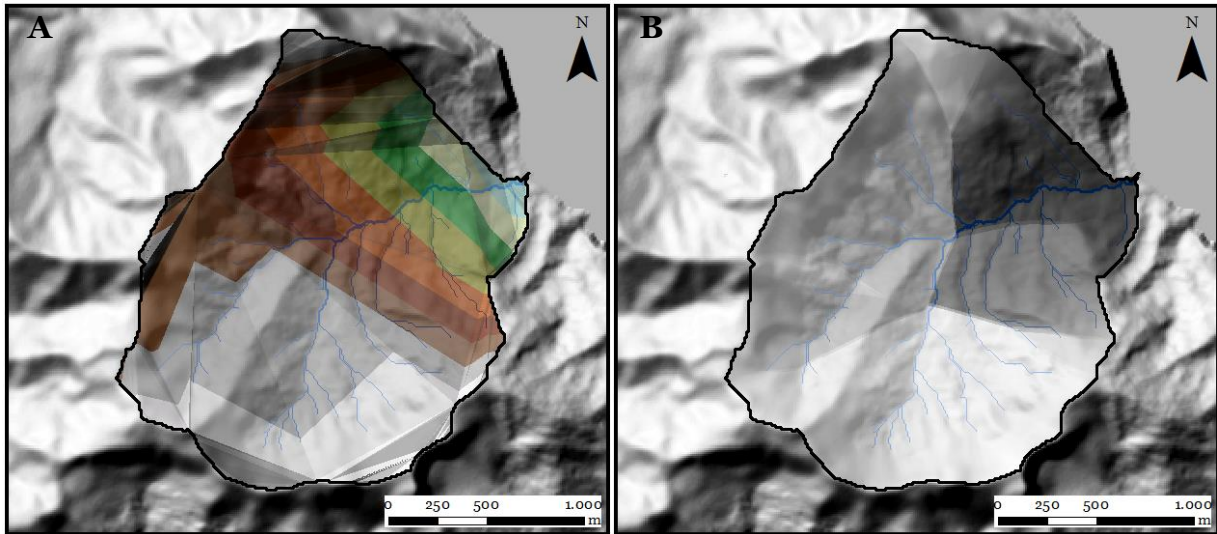


Figura 4.3: Modelos de reconstrucción de la superficie inicial, pre-erosión. Se presenta el caso de Puerto Inglés. A) TIN, triangulación Delaunay; B) interpolación *kriging* ordinario con variograma lineal. Bajo los modelos se muestra la red hídrica.

4.3.4 PERFILES DE TALWEG

Se traza el camino de 12 ríos principales de cuencas importantes, obtenidos de la red hídrica calculada con herramientas del *software* TauDEM (Tarboton, 2002). Se obtiene un perfil de distancia a lo largo del río desde la desembocadura versus la elevación obtenida.

Se identifican los posibles *knickpoints* presentes y se interpreta un posible origen. Se calcula la pendiente promedio del perfil y se caracterizan los perfiles según lo propuesto por Hartvich (2005): perfiles normales (cóncavos), de fin empinado, lineal, lineal con quiebre e irregular o escalera.

4.3.5 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ISLA

Se realiza una descripción general de la línea de costa de la isla Robinson Crusoe. En particular, se describen acantilados, remociones en masa y morfologías presentes.

Adicionalmente, se reconocen posibles indicadores de alzamiento.

5. ANÁLISIS BATIMÉTRICO

5.1 DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ

Del análisis de las elevaciones presentes en JFR se tiene (Figuras 5.1 y 5.2):

- Once montes grandes: m. O'Higgins, Gamma, Beta2, Beta3, Omega, Fi, Épsilon, Delta, Xi, Friday y Domingo.
- Tres guyots: g. O'Higgins, Beta1 y Alfa.
- Dos islas: Robinson Crusoe/Santa Clara (RC) y Alejandro Selkirk (Selkirk).
- Al menos cinco montes pequeños en las cercanías de los volcanes principales, no analizados en este estudio.

Además, se identifican cuatro conjuntos volcánicos: Beta, O'Higgins, Delta y Selkirk.

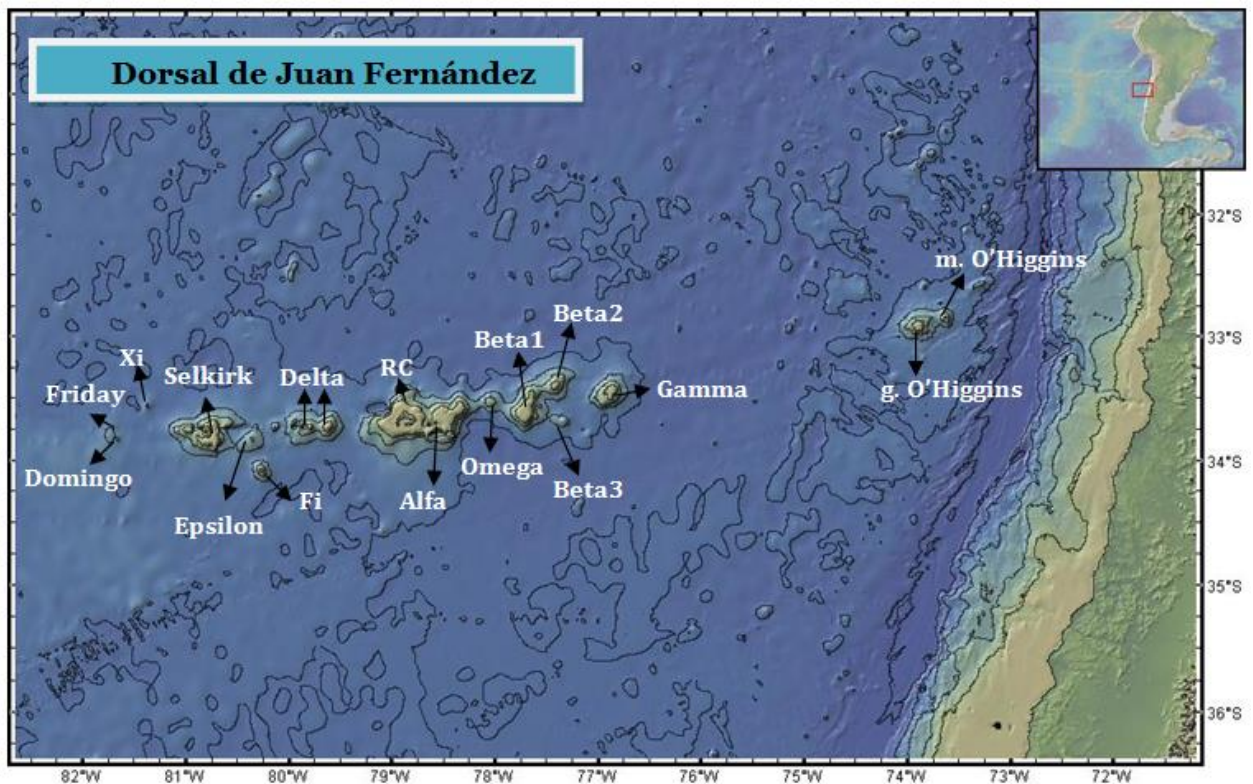


Figura 5.1: Montes submarinos, guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández (JFR). m. = monte y g. = guyot. Imagen de base de GMRT, con curvas de nivel cada 1000 m.

La Tabla 5.1 resume la información de algunas edades que se tiene de los edificios volcánicos de la dorsal y la edad de la corteza oceánica donde están emplazados, según modelo de Müller *et al.* (2008).

Tabla 5.1: Resumen de edad del piso oceánico según Müller *et al.* (2008) y edad de montes importantes. *1: Von Heune *et al.*, 1997, *2: según modelos de Yañez *et al.* (2001) y *3 Lara *et al.* (en prep.).

Edificio volcánico	Edad piso oceánico [Ma]	Edad edificio [Ma]	
Monte O'Higgins	37 ± 3	8,5 ± 0,4 ^{*1}	8,66-9 ^{*2}
Guyot O'Higgins	37 ± 3	8,7 ^{*2}	9,26 ± 0,28 ^{*3}
Alfa	30,4 ± 1		4,63 ± 0,06 ^{*3}
RC	30,2 ± 1	4,10 ± 0,09 ^{*3}	3,70 ± 0,05 ^{*3}
Selkirk	29 ± 1	0,93 ± 0,02 ^{*3}	0,94 ± 0,07 ^{*3}
Friday	29 ± 1		-

O'Higgins y Beta se describen como conjuntos volcánicos claros, y Delta y Selkirk como conjuntos volcánicos poco claros. Esto último porque, tanto Delta como Selkirk, muestran elevaciones continuas hacia el oeste, pero que no es posible considerarlas como montes independientes dadas las formas observadas, probablemente, por errores de *artifacts*⁵ y por la baja resolución de la batimetría estudiada.

El conjunto volcánico O'Higgins (Figura 5.2.A) se encuentra en la zona más al este de JFR, junto con la dorsal O'Higgins (no estudiada aquí). Luego, se presentan cerca de 220 km sin elevaciones importantes antes de que aparezca la parte continua de la dorsal, con montes submarinos de mayor tamaño.

Se estiman cerca de $33 \times 10^3 \text{ km}^3$ de volumen de la dorsal, sin contabilizar algunas elevaciones menores. Este valor incluye los depósitos producto de la erosión subaérea, pues se consideran las pendientes bajas. Además, se consideran los sedimentos pelágicos presentes en el área del edificio volcánico. Sin embargo, las tasas de sedimentación pelágica máximas en la zona de estudio son relativamente bajas, 10 m/Ma y 11 m/Ma para los sectores de la franja continua y el c.v. O'Higgins, respectivamente, por lo que el volumen aportado por estos es relativamente bajo.

Las pendientes altas promedian $14,9 \pm 3,3^\circ$ y ningún monte supera los 20° según esta batimetría (Tabla 5.2). Además, estas pendientes son variables en el mismo edificio. Las pendientes bajas son, también, altamente variables, tanto para cada monte submarino como para sus flancos, pero su promedio es cercano a los 6° . Estas disminuyen mientras más se alejan del centro del volcán, hasta llegar a una pendiente cercana a 0° en el piso oceánico.

La profundidad típica del fondo oceánico se estima de -4000 m. Esta se presenta levemente menor hacia el oeste.

La profundidad del *shelf break* va de -180 ± 60 a -500 ± 80 m (Tabla 5.3) para los montes submarinos considerados guyots: O'Higgins, Beta1 y Gamma. Se encuentran

⁵ Artefacto = *artifact* = *artifact*. Tipo de error de datos faltantes o no realistas (Reuter *et al.*, 2009).

bajo los -130 m del nivel del mar actual, el cual es el nivel más bajo en que estuvo el mar durante el Pleistoceno (Bitanja *et al.*, 2005).

Tabla 5.2: Parámetros de los montes submarinos e islas de la dorsal de Juan Fernández. *1 Farley *et al.* (1993), *2 Devey *et al.* (2000), *3 batimetría publicada por Devey *et al.* (2000). g.: guyot, m.: monte, i.: isla, c.v.: conjunto volcánico. Nombres en negrita indican c.v. Para el promedio de las pendientes el total significa el promedio.

Nombre	Tipo	Volumen [km ³]	Área [km ²]	Profundidad mínima [m]	Promedio pendientes [°]	
					Bajas	Altas
O'Higgins	c.v.	2900	3300	360	-	-
O'Higgins	g.	2000	1900	360	7	17
O'Higgins	m.	530	500	930	6	18
Gamma	m.	2100	2180	510	6	14
Beta	c.v.	5000	4000	250	-	-
Beta1	g.	3000	1900	250	6	16
Beta2	m.	1600	1400	700	5	13
Beta3	m.	400	540	2020	5	14
Omega	m.	700	750	1530	7	10
Alfa	g.	4300	2400	230/322* ¹	4	17
RC	i.	7600	4400	0	7	17
Delta	c.v.	3200	3000	70/100	5	15
Epsilon	m.	750	670	1960	5	9
Fi	m.	600	630	390	7	18
Selkirk	m.+i.	4800	3200	0	6	16
Xi	m.	150	400	2900	4	11
Friday	m.	600	1000	2700/1820* ²	2/7* ³	7/15* ³
Domingo	m.	320	440	3000/1780* ²	2/7* ³	4/20* ³
TOTAL	-	33020	26370	-	5,8 ± 1,1	14,9 ± 3,3

A continuación, se presenta una breve descripción de los edificios volcánicos, de acuerdo a la batimetría utilizada.

El conjunto volcánico O'Higgins (Figura 5.2.A) –en este estudio se excluye la mencionada dorsal homónima– se encuentra a unos 90 km de la fosa chilena y a 200 km de las costas de la región de Valparaíso. Tiene un volumen de $2,9 \times 10^3$ km³. Este valor incluye al monte y guyot O'Higgins y, al menos, tres montes pequeños que se encuentran al norte y al sur de los montes submarinos. El perfil N-S del monte muestra una estructura cónica (Anexo D), mientras que en el perfil W-E se logra distinguir el flanco que lo une al guyot. El guyot, por su parte, presenta forma subcónica, con una cumbre de bajo ángulo. Dada su edad y por evidencias sísmicas (Kopp *et al.*, 2004; Contreras Reyes, 2003; Sepúlveda Lema, 2013), este presenta una capa de sedimentos pelágicos que, probablemente, modifican el relieve del *plateau* y aumentan levemente la elevación en la cumbre.

Hacia el oeste y como la primera elevación importante de la parte continua de la dorsal, se encuentra el monte Gamma (Figura 5.2.B). Presenta una profundidad de quiebre de flancos cercana a los -2000 m (Anexos C y D). En general, su forma es

bastante regular, subcónica y con mayores depósitos hacia el norte y noreste. Hacia el suroeste se distingue un monte pequeño (no estudiado en esta memoria).

A menos de 20 km al oeste de Gamma se encuentra el conjunto volcánico Beta, compuesto de los montes grandes Beta3 y Beta2, y del guyot Beta1 (Figura 5.2.C), en orden ascendente de volumen.

Entre c.v. Beta y Alfa, se encuentra el monte grande Omega, cuyos perfiles y curvas de nivel (Figura 5.2.D, Anexos C y D) muestran una forma convexa, con pendientes altas de bajo grado y pendientes bajas levemente inferiores.

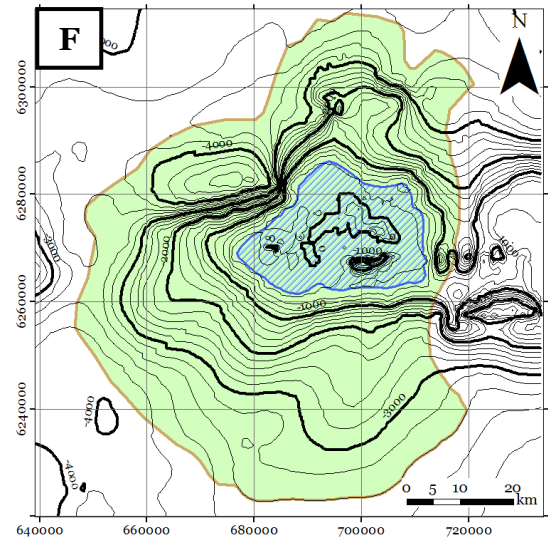
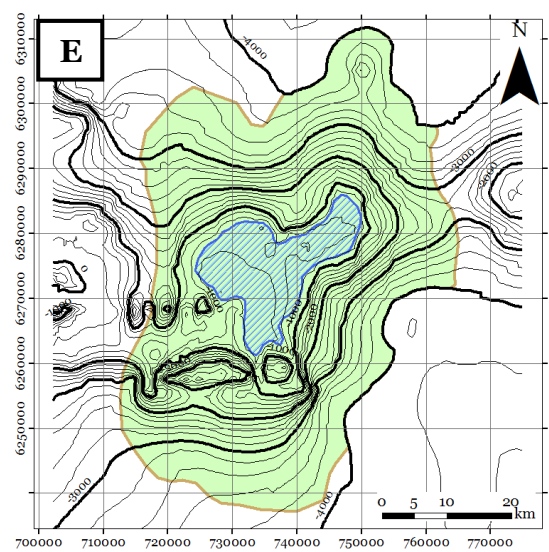
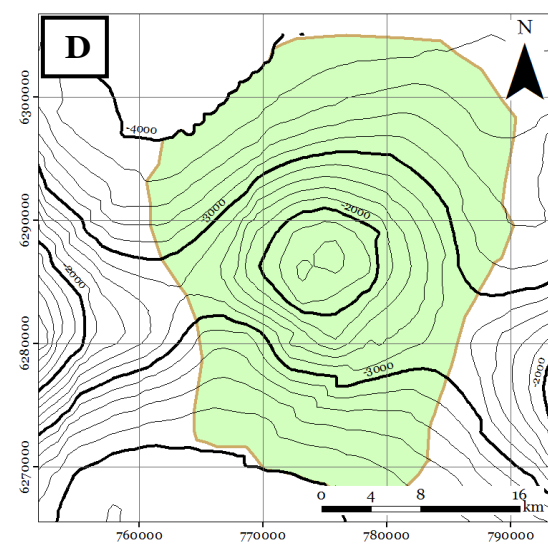
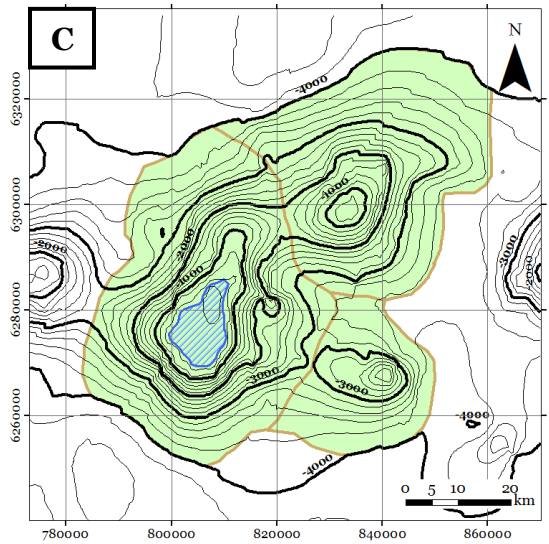
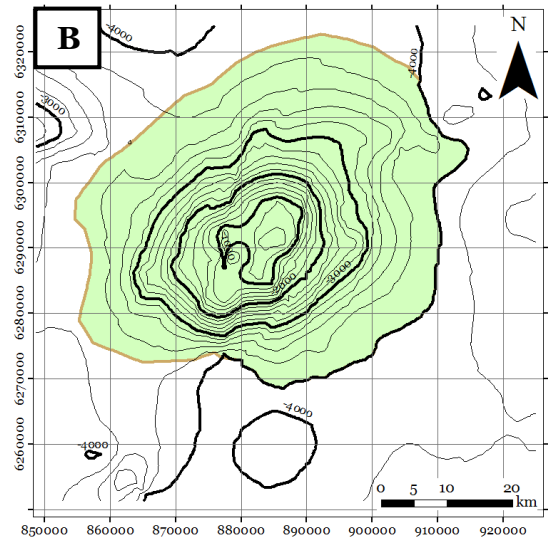
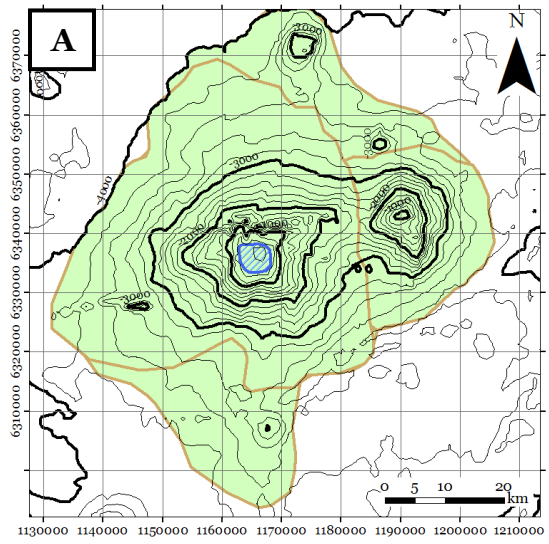
Le sigue el guyot Alfa (Figura 5.2.E), que pareciera compartir parte de su estructura con RC. Su cumbre, de pendiente muy baja, es bastante notoria, tanto en los mapas de pendientes (Anexo C) como en los perfiles (Anexo D). También, tiene una baja profundidad mínima (Tabla 5.2). El edificio pareciera tener una orientación SW-NE. Se observan morfologías extrañas en el sector sur (posibles errores del modelo). Hacia el norte del monte se distingue un monte submarino pequeño.

En esta memoria se le llama RC al edificio volcánico de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, cuando se hace mención de sus características submarinas. RC representa el cuerpo volcánico de mayor volumen de la dorsal (Tabla 5.2) y presenta una mayor área de pendientes bajas hacia el sur. Su forma es irregular y se distingue una estructura con orientación norte. También se observan estructuras extrañas en los mapas, pudiendo existir algunos errores en la batimetría. Un análisis de mayor detalle se hace con batimetrías de mejor resolución, en la Sección 6.1 RC Y ROBINSON CRUSOE.

A continuación, se encuentra el conjunto volcánico Delta, que de estar correcta la batimetría, tendría cinco elevaciones, un monte grande principal y cuatro elevaciones que le siguen en línea recta hacia el oeste (Figura 5.2.G). No presentan gran desarrollo de pendientes bajas, la profundidad mínima de las primeras dos elevaciones es muy poco profunda y no se distingue una meseta en la cumbre. Al igual que los dos montes anteriores, la forma evidenciada con las curvas de nivel y el perfil W-E (Anexo D), es bastante anómala, en especial la tercera y cuarta elevación (hacia el oeste).

Fi (Figura 5.2.H, al sur), es un monte grande que muestra una profundidad mínima bastante baja (Tabla 5.2). Pareciera ser un monte típico, de forma bastante regular, cónica (Anexo D), sin un mayor desarrollo de pendientes bajas. Sus curvas de nivel, al igual que en todos los montes estudiados, se visualizan muy suavizadas.

Por su parte, Épsilon (Figura 5.2.H, al norte) es el más diferente de los montes, su forma es convexa (Anexo D) y apenas supera los mil metros de altura. No se distingue el quiebre de flanco y sus pendientes parecieran ser todas bajas y de bajo grado.



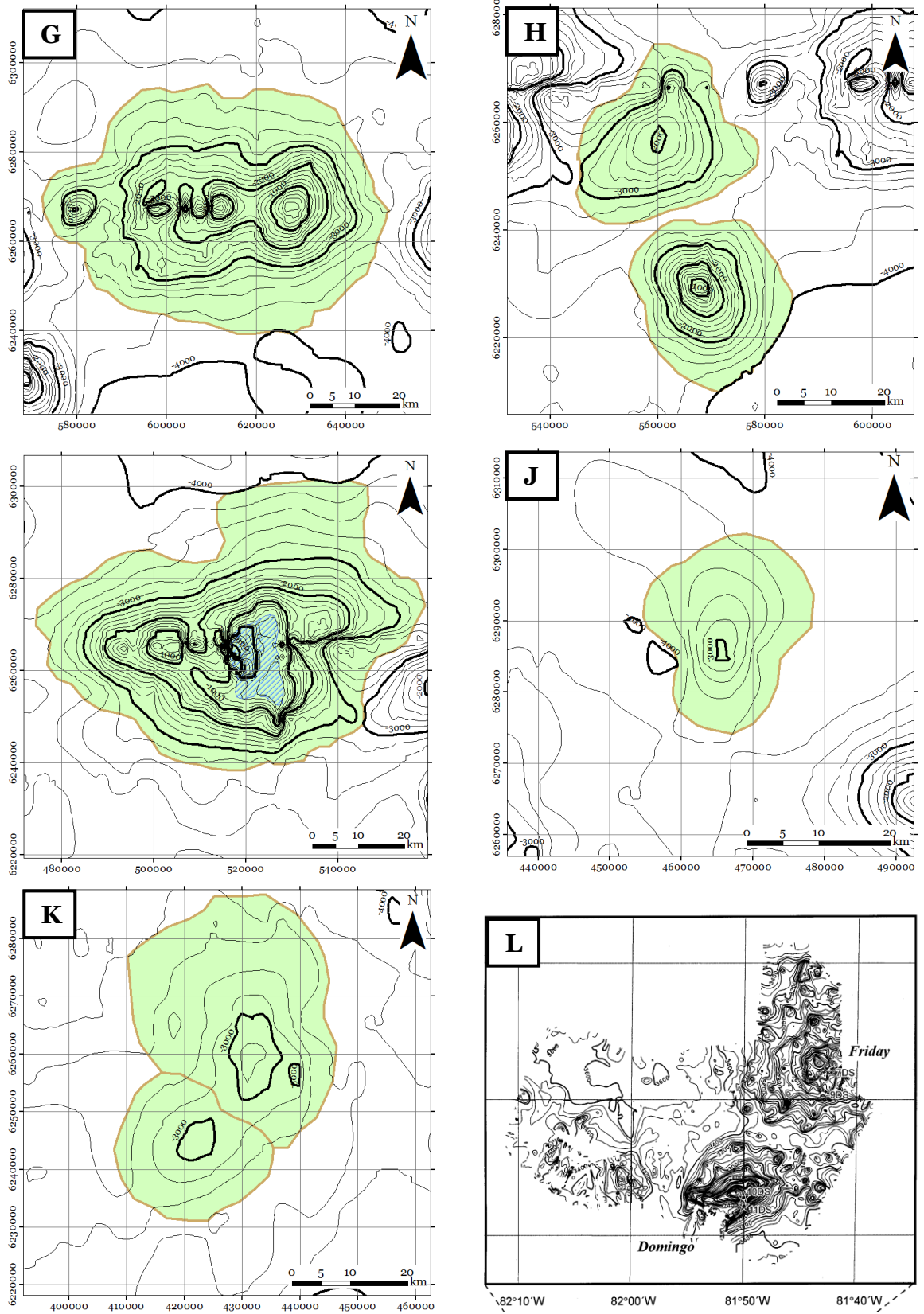


Figura 5.2: Área de los montes submarinos e islas de la dorsal de Juan Fernández (verde), en un mapa de contornos (curvas cada 200 m). A) monte y guyot O'Higgins; B) m. Gamma; C) c.v. Beta; D) m. Omega; E) g. Alfa; F) i. RC; G) c.v. Delta; H) m. Epsilon (arriba) y m. Fi (abajo); I) c.v. Selkirk; J) m. Xi; K) m. Friday (arriba) y m. Domingo (abajo); L) Batimetría HYDROSWEEP de Friday y Domingo (Devey *et al.*, 2000).

Selkirk (Figura 5.2.I) presenta un volumen similar al c.v. Beta. También corresponde a un conjunto volcánico, pero no están claras sus elevaciones principales. En un perfil N-S (Anexo D) pareciera ser un volcán subcónico con pequeñas zonas cóncavas, mientras que el perfil W-E muestra la presencia de distintas elevaciones, con un bajo (zona cóncava) al oeste de la isla, justo tras el acantilado. El *shelf break* y su plataforma insular se muestran bastante difusos. El sector más oeste de la isla podría corresponder a un monte de menor tamaño. Existe mayor desarrollo de pendientes bajas hacia el norte.

Xi apenas logra ser un monte grande (>1000 m). Es el monte de menor volumen de los estudiados (Tabla 5.2) y tiene forma subcónica. Sus pendientes son de bajo ángulo, inferiores al promedio de la dorsal y las pendientes más bajas dominan hacia el norte.

Finalmente, se encuentran Friday y Domingo. Ambos apenas se aprecian en la batimetría GEBCO. Friday tiene un mayor volumen y área que Domingo. Según la batimetría utilizada, Domingo sería más alto que Friday, información que no es consistente con lo publicado por Devey *et al.* (2000) tras un análisis de batimetría de alta resolución (Figura 5.2.L). Los autores describen a Friday como morfológicamente más evolucionado, con evidencias de actividad volcánica distribuida en un área alrededor de una cumbre central. Por su parte, Domingo pareciera estar dominado por una fábrica relativamente W-E que se sugiere puede estar controlada por estructuras de la corteza asociadas a fallas transformantes (Devey *et al.*, 2000). El contraste de estas batimetrías evidencia notables diferencias, donde la profundidad mínima varía más de 1000 m en Domingo y poco menos en Friday. A su vez, las pendientes altas varían más de 15° para Domingo y 8° para Friday, valores que influyen directamente en las interpretaciones.

El estudio con batimetría de alta resolución HYDROSWEEP (Figura 5.2.L) –cuyas especificaciones se desconocen– confirma las limitaciones al utilizar la batimetría GEBCO. Se tienen diferencias sobre mil metros para las profundidades mínimas y de más de 10° para las pendientes. Lo anterior, sugiere que los datos obtenidos deben ser utilizados con cautela.

Tabla 5.3: Parámetros morfométricos de los guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández. *corresponde a valores calculados con la ecuación (1).

Edificio	Profundidad <i>shelf break</i> [m]	Área del <i>plateau</i> [km ²]	Altura máx. isla [m]
O'Higgins	-500 ± 80	20	540/670*
Beta1	-500 ± 50	110	870/1020*
Alfa	-450 ± 70	260	1100/1270*
RC	-170 ± 40	580	1400/1550*
Selkirk	-180 ± 60	170	1000/1140*

5.2 RC Y ROBINSON CRUSOE

5.2.1 GENERALIDADES

Al comparar los modelos GEBCO y el multi-resolución (Figura 5.3), se distinguen varias diferencias en la forma del edificio volcánico. El nuevo modelo, además, permite distinguir morfologías submarinas, tanto en la plataforma insular como en las laderas norte y sur del edificio volcánico, que no se logran detectar con la batimetría de baja resolución.

Las batimetrías de alta resolución (campana 2011 y búsqueda del CASA212 de Bentos y Bahía Cumberland del SHOA) representan cerca de un 9% del área total considerada del cuerpo submarino del volcán -incluyendo depósitos de la erosión- (Figura 5.2.F).

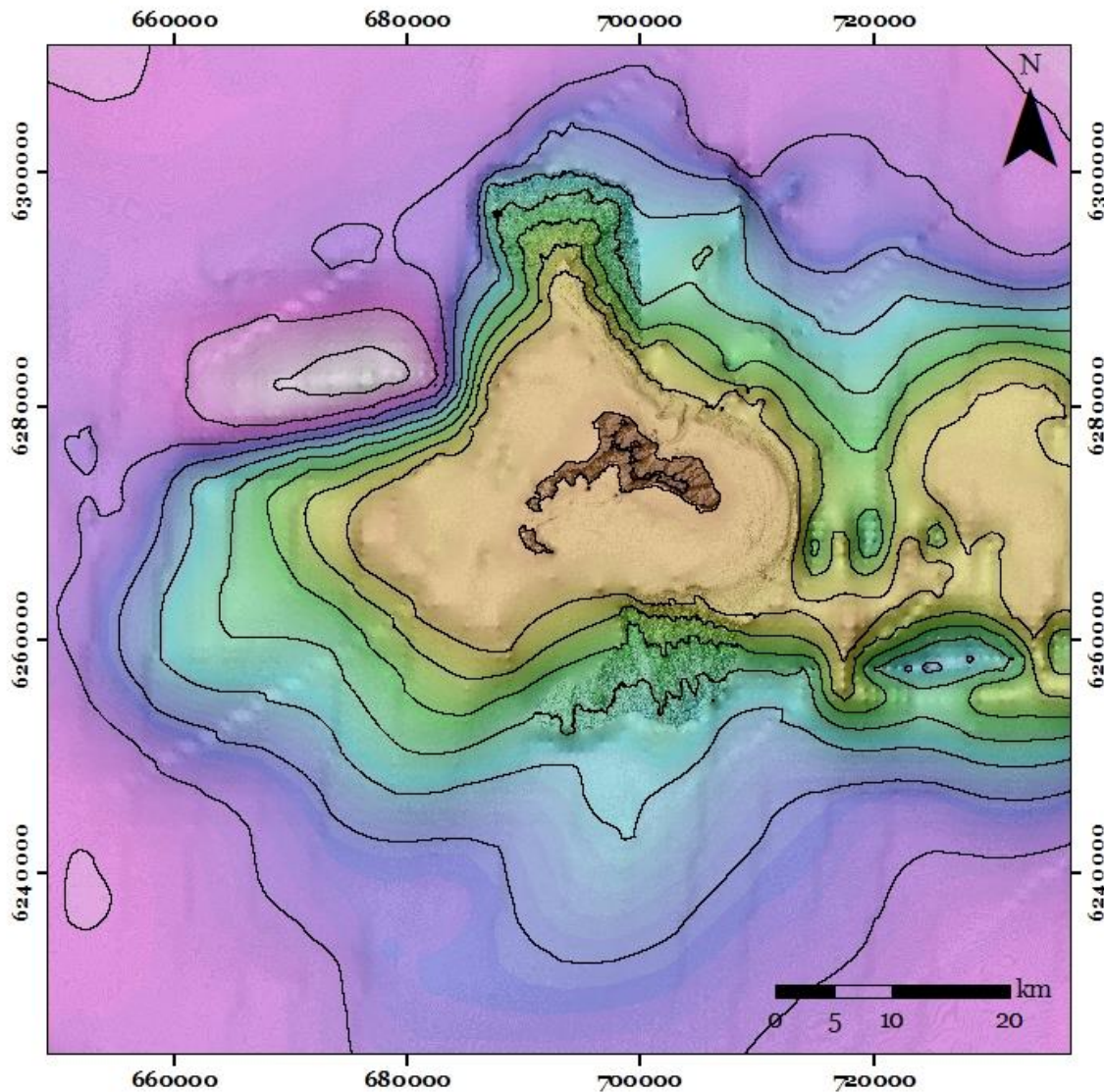


Figura 5.3: Modelo ráster multi-resolución de RC (edificio volcánico de Robinson Crusoe y Santa Clara). Al este se distingue parte del guyot Alfa. Corresponde a un conjunto de mapas (sombreado, pendientes y colores). Curvas de nivel están cada 500 m. Incluye datos batimétricos de alta resolución de Bentos, de baja y alta resolución del SHOA y del modelo GEBCO.

SECTOR BATIMETRÍA ALTA RESOLUCIÓN
Perfiles topográficos

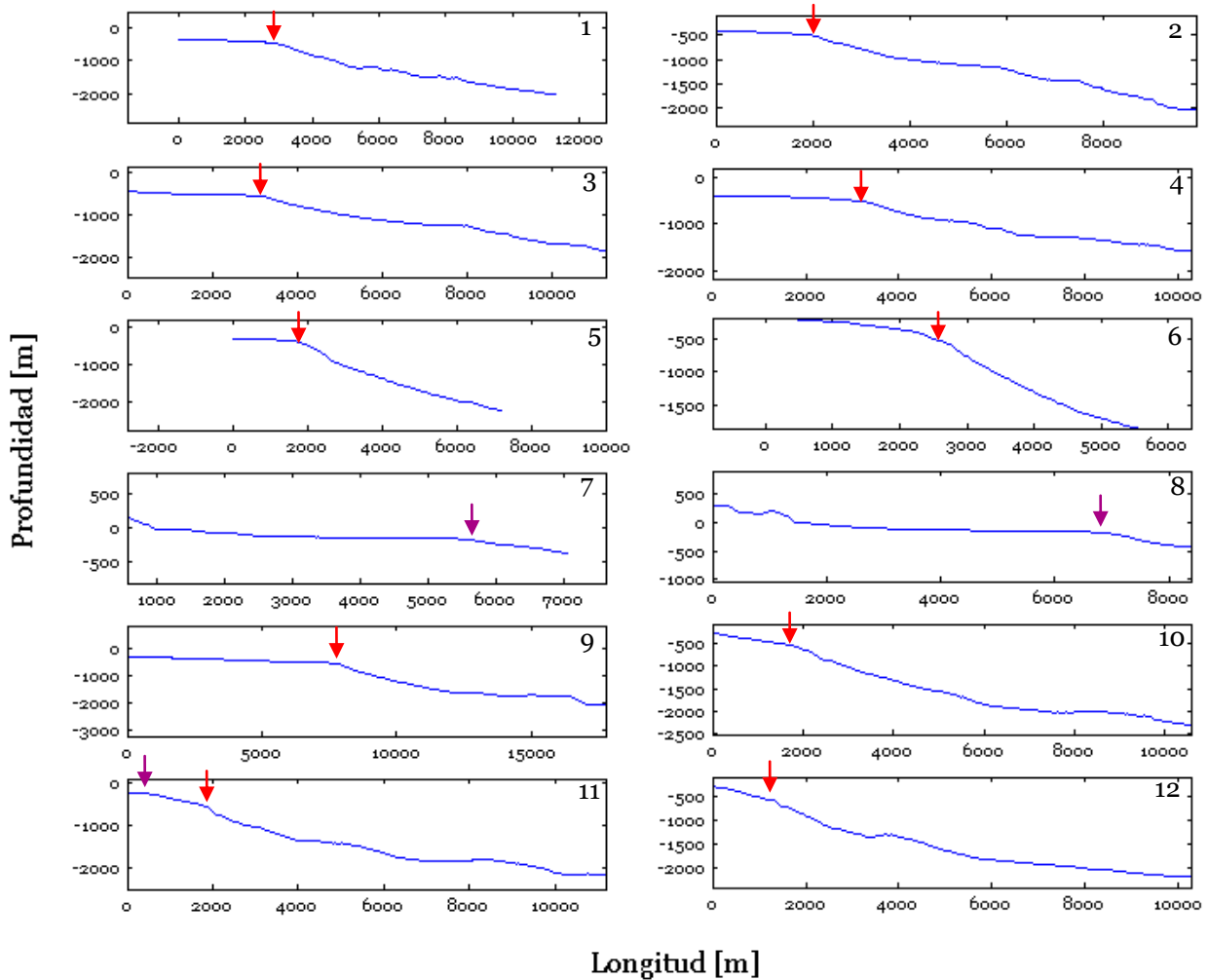


Figura 5.4: Perfiles topográficos/batimétricos de RC en el sector de batimetría de alta resolución (franja N-S). La traza de los perfiles se encuentra en el Anexo E. Flechas de color rojo indican el *shelf break* y flechas moradas indican el inicio de una segunda terraza.

Analizando la zona de batimetría de alta resolución a través de perfiles (Figura 5.4), se tiene que la profundidad promedio del *shelf break* se encuentra cercana a los -510 m (Tabla 5.4) y esta es variable en casi 90 m, siendo más profundo, en promedio, en el flanco sur de la zona estudiada. El área del *plateau* es de 720 km² y la altura máxima modelada de la isla sería cercana a los 1600 m. Prácticamente todos los valores son mayores a los obtenidos previamente, en el análisis de primer orden.

Las pendientes altas tienen un promedio de $22 \pm 4^\circ$ (Tabla 5.4), siendo variables según qué perfil es y dentro del mismo, existiendo zonas con incluso 40° o 50° de pendiente. Por su parte, las pendientes bajas son totalmente variables y no es posible obtener una tendencia general más que estas disminuyen al alejarse del centro. Además, estas últimas son bastante irregulares en el perfil (Figura 5.4).

Tabla 5.4: Parámetros morfométricos de los perfiles topográficos de la Figura 5.4. En paréntesis se muestra el valor máximo. Más de un valor en la pendiente del *plateau* significa que hay diferentes plataformas (izq. a der. → de más a menos profundo).

N° perfil	Profundidad del <i>shelf break</i> [m]	Promedio pendientes		Pendiente del <i>plateau</i> [°]
		Altas [°]	Bajas [°]	
1	-480	18 (25)	7, 8	2
2	-500	19 (32)	12, 13	3
3	-550	19 (22)	13	2
4	-530	20	10, 8	2,3
5	-370	29 (33)	15, 18	2
6	-510	31	23	3 (6)
7	-	-	-	7, 1, 4
8	-	-	-	3,5, 1, 12
9	-550	23 (40)	7	0,5, 5
10	-530	23 (30)	7	9
11	-525	23 (47)	7	13
12	-560	22 (35)	8	13
PROMEDIO	-513 ± 57	22 ± 4	-	-

5.2.2 VOLUMEN

El nuevo volumen del edificio volcánico con el modelo batimétrico multi-resolución da un valor de 7711 km³ (Tabla 5.6). Aun cuando el área considerada es la misma que en la sección anterior, el valor es menos del 2% mayor a lo estimado previamente. El valor estimado para el cuerpo sobre los -510 m de profundidad estimados del *shelf break* (fracción subaérea), da un promedio de 392 km³ (Tabla 5.5) para las distintas posibilidades de morfología consideradas (Anexo F y Figura 5.5). Para un volcán subcónico con la altura máxima en la posición actual del cerro el Yunque el valor es 397 km³ (Figura 5.5). Sin embargo, no existen evidencias para suponer que la máxima altura se encontraba en ese lugar, aunque resulta más probable que otras configuraciones.

El volumen actual sobre los -510 m corresponde a 62 km³, por lo que el volumen total erodado hasta hoy sería de 330 km³, suponiendo una forma subcónica para el volcán. Actualmente, la fracción emergida representa cerca de un 0,2% del volumen total. Por su parte, el volumen modelado de la isla inicial corresponde a un 5% del total del monte.

Tabla 5.5: Volumen de superficie 3D (TIN) para distintas configuraciones de formas subaéreas, según distintas ubicaciones del punto de máxima elevación del edificio volcánico RC. Modelos se muestran en Anexo F. * no representa una ubicación sino que un cono cuya área es la del *plateau* y su altura es la máxima elevación estimada de RC.

Ubicación punto de máxima altura	*Cono	Centroide	Este	Oeste	Sur	El Yunque	PROMEDIO
Volumen	384	398	387	392	394	397	392 ± 6

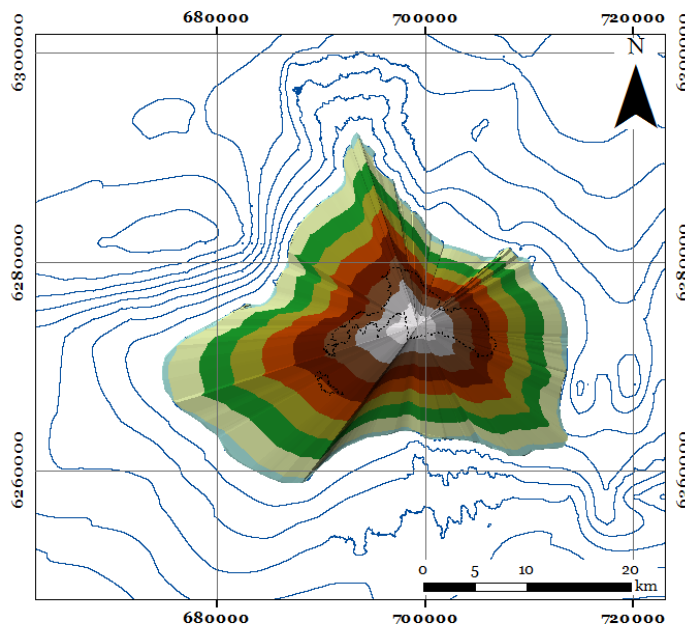


Figura 5.5: Modelo 3D (TIN) de la sección del volcán sobre la superficie de erosión inicial (desde el *shelf break*) cuya altura máxima se sitúa en la posición actual del cerro El Yunque.

Por otro lado, si se considera que el aporte de sedimentos pelágicos podría representar un volumen significativo, es posible estimar el volumen aportado por estos. Las tasas máximas estimadas de sedimentación son de 10 m/Ma que, en realidad, pueden ser incluso un orden de magnitud menor. Asumiendo tasas de sedimentación pelágica constantes durante los últimos millones de años y utilizando el área considerada previamente y una edad de 5 Ma para el monte RC, se tiene 220 km³ de sedimento pelágico (Tabla 5.6) en el área del edificio volcánico. Este es un volumen bajo que no afecta las estimaciones porcentuales. Por otro lado, no se toman en cuenta cambios de densidad desde lavas a depósitos de remoción en masa.

Tabla 5.6: Estimaciones volumétricas de RC, casos con y sin sedimentos pelágicos. *1 Tabla 5.3, *2 volumen según distintos DEM o MSD: DIFROL/CONAF/ASTER GDEM/SRTM.

Parámetros	Estimaciones
Área del <i>plateau</i> [km ²]	720
Altura máx. de la isla [m]* ¹	1500/1640
Volumen máximo de material pelágico [km ³]	220
Volumen actual sobre el <i>plateau</i> [km ³]	62
Volumen islas de RC [km ³]* ²	14,5/12,6/12,3/11,2
Volumen subaéreo modelado inicial [km ³]	392 ± 6
Volumen bajo nivel del mar actual [km ³]	7696
Volumen total RC [km ³]	7711
Volumen total sin sedimento pelágico [km ³]	7491

5.2.3 EDAD DEL PLATEAU Y TASAS DE EROSIÓN

La edad más antigua que se tiene de la isla es $4,1 \pm 0,09$ Ma (Lara *et al.*, en prep.), que corresponde a lavas de la SPIi. La sección inicial del *plateau*, en el *shelf break*, tendría, entonces, al menos esa edad, aunque este, probablemente, tenga variadas edades. Por su parte, la edad máxima estimada del *plateau* es 5,2 Ma. Lo anterior, utilizando la Ecuación (3) y considerando $h = -510$ m. Promediando, la edad del *plateau* sería, entonces, $4,65 \pm 0,55$ Ma.

El volumen máximo se alcanza luego del máximo topográfico (máximas tasas de efusión y fin del volcanismo de escudo, Figura 3.5). Sin embargo, la erosión subaérea comienza con el inicio de la actividad volcánica sobre el nivel del mar.

Utilizando la Ecuación (4) y $V = 330$ km³, se obtienen tasas de erosión totales mínimas de 63,5 km³/Ma y máximas de 80,5 km³/Ma ($\Delta t = 5,2$ y 4,1 Ma, respectivamente), asumiendo que la erosión comienza cercana a la formación de lavas, dando un promedio de $72 \pm 8,5$ km³/Ma. En cambio, si se considera que la pérdida de volumen comienza tras alcanzar el máximo topográfico, las tasas serían más altas, de 89,2 km³/Ma.

5.2.4 TASAS DE ABRASIÓN MARINA

En la Tabla 5.7, se muestran las distancias máximas, mínimas y promedio desde el *shelf break* hasta la línea de costa de la isla Robinson Crusoe o Santa Clara, siguiendo una misma dirección, para las direcciones principales de la rosa de los vientos. Se indican, también, las tasas de abrasión marina calculadas de la Ecuación (5).

Tabla 5.7: Ancho de plataforma insular y tasas de abrasión marina. Las distancias son desde la costa actual al *shelf break*. Para las tasas se utiliza la distancia promedio. Las tasas mínimas, máximas y promedio consideran edades de 5,2, 4,1 y $4,65 \pm 0,55$ Ma, respectivamente. En el caso 2 se considera que la abrasión marina comienza tras el fin del volcanismo de escudo (edad más joven $3,7 \pm 0,05$, Lara *et al.*, en prep.).

Dirección del viento	Distancia promedio [km]	Distancia máxima [km]	Distancia mínima [km]	Tasas prom. mínimas [mm/año]	Tasas prom. máximas [mm/año]	Tasas promedio [mm/año]	Tasas, caso 2 [mm/año]
N	11	14	5	2,12	2,68	$2,4 \pm 0,3$	3,0
NE	6	9	4	1,15	1,46	$1,3 \pm 0,2$	1,6
E	10	12	7	1,92	2,44	$2,2 \pm 0,3$	2,7
SE	11	16	5	2,12	2,68	$2,4 \pm 0,3$	3,0
S	9	11	5	1,73	2,20	$2,0 \pm 0,2$	2,4
SW	13	21	9	2,50	3,17	$2,8 \pm 0,3$	3,5
W	13	15	10	2,50	3,17	$2,8 \pm 0,3$	3,5
NW	10	17	7	1,92	2,44	$2,2 \pm 0,3$	2,7
PROMEDIO	$10,4 \pm 2,3$	$14,4 \pm 3,8$	$6,5 \pm 2,1$	$2 \pm 0,4$	$2,5 \pm 0,6$	$2,2 \pm 0,1$	2,8

Se tiene que en las direcciones oeste y suroeste existen las mayores distancias promedio al *shelf break*, y en las sur y noreste, las menores. A su vez, las menores

distancias corresponden a 4 y 5 km, en los sectores norte y noreste en Vaquería y, al sur y sureste en Santa Clara. Las mayores distancias se observan al suroeste, desde Playa Larga¹ hasta el extremo suroeste de RC, desde Punta Pescadores al extremo norte del *rift zone* y desde el extremo oeste de Robinson Crusoe al extremo oeste del *shelf break*.

La mayor diferencia en el ancho de la plataforma insular se encuentra en la dirección SW-NE, donde la diferencia es de 7 km entre dirección suroeste y noreste, más del doble para la dirección suroeste. Finalmente, las tasas de abrasión marina promedio estimadas, considerando una edad del *plateau* de $4,65 \pm 0,55$ Ma, dan $2,2 \pm 0,1$ mm/año. Para el caso de que la profundidad del *shelf break* indica erosión post-volcanismo de escudo, las tasas serían 2,8 mm/año en promedio. Localmente, las tasas varían de 1 hasta 5 mm/año.

5.2.5 MORFOLOGÍAS SUBMARINAS

Las morfologías que se logran distinguir con el nuevo modelo batimétrico se describen a continuación.

5.2.5.1 RIFT ZONE

Corresponde a una estructura alargada de dirección cercana a N-S, de ancho variable (de 1 km a levemente mayor a 3 km) a una profundidad entre los -530 m y -470 m, con un evidente *plateau* en su cumbre, de pendiente cercana a los 2° , que pertenecería a la plataforma de la isla oceánica. Presenta un relieve rugoso, algunos canales y posibles estructuras volcánicas (Figuras 5.10 y 5.11.A y B), con flancos hacia el este y el oeste. Dada su morfología, podría corresponder a una zona de *rift* de RC.

5.2.5.2 TERRAZAS DE ABRASIÓN

Se distinguen, al menos, dos terrazas (Figuras 5.10, 5.11.B, C y D). Una que correspondería al inicio de la erosión donde se forma el *shelf break* (-530 y -470 m) de pendientes 4 a 12° , de hasta 4 km de extensión hasta la siguiente terraza (de extensión muy variable). Hacia el sur y sureste, se distingue una terraza que se inicia entre los -240 y -250 m de profundidad, de pendientes $1-2^\circ$ y de hasta 6 km desde la costa. Esta misma terraza se encuentra entre los -150 y -180 m de profundidad en el flanco noreste, con 1° de pendiente y cuyo quiebre está entre 2 y 3 km de la costa. En el sector del *rift zone* no se distingue el cambio de terrazas (Figura 5.10). Una terraza a cerca de -20 m de profundidad se discute en la Sección 7.3.1.2.

5.2.5.3 CAÑONES Y CANALES SUBMARINOS

En todos los flancos visibles del edificio volcánico se distinguen una serie de canales submarinos, que varían en tamaño, extensión y densidad dependiendo del flanco (Figuras 5.7, 5.10 y 5.11.A, B, C, D y F). En el flanco sur se distinguen canales de 500 m y de hasta 1 km de ancho (Figuras 5.10 y 5.11.F), dos de los cuales parecieran estar cortados por la formación de la terraza de abrasión (existe algo de incisión en la

plataforma). Al norte, en el sector del *rift zone*, los canales son menos anchos y no se logra distinguir su continuidad en las pendientes bajas (Figura 5.11.A).

En el sector al noreste de Bahía Cumberland, en la plataforma, se distingue un cañón submarino (Figura 5.11.C). Se inicia como un canal, en Bahía Cumberland y hacia el noreste presenta un claro perfil en ‘V’, con más de 70 m de profundidad (Figura 5.6.A).

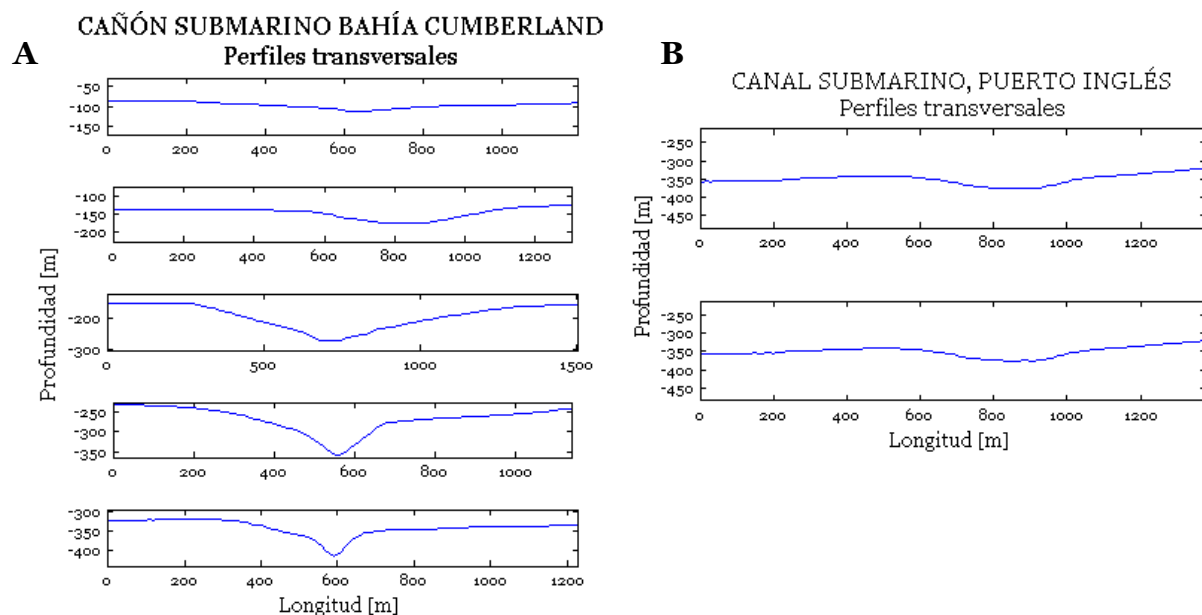


Figura 5.6: Perfiles transversales de canales y cañones submarinos. A) Cañón submarino Cumberland. Se distingue transición desde forma en ‘U’ a forma en ‘V’; B) Canal submarino Puerto Inglés. La escala vertical no está exagerada. Las trazas de los perfiles se encuentran en el Anexo E, de oeste a este (de arriba a abajo).

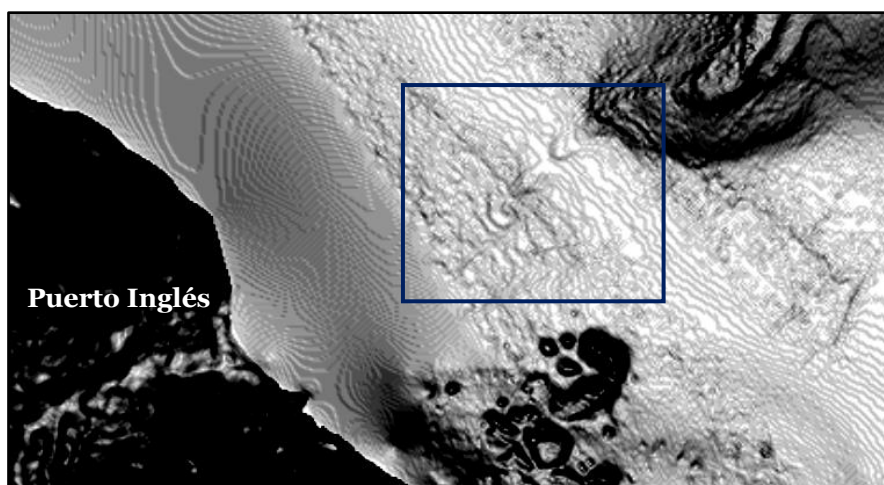


Figura 5.7: Morfologías cóncavas hacia el noreste (cuadro azul). Siguen la dirección de la quebrada de Puerto Inglés (izquierda) y del canal submarino homónimo (derecha). Imagen de mapa de pendientes (colores claros representan bajo ángulo y los oscuros de alto ángulo).

Al norte del cañón, se encuentra un canal importante, que está cortado por la segunda terraza de abrasión (Figura 5.7). Presenta un perfil en ‘U’ y en su sector más profundo alcanza profundidades cercanas a los 30 m –relativas a la terraza– (Figura

5.6.B). Se distinguen morfologías en forma de ‘C’ en planta, cóncavas hacia el este (Figura 5.7). Una serie de canales en el mismo flanco se observan al este del quiebre de la segunda terraza, pero sin un desarrollo visible posterior a la formación de esta (Figura 5.11.C).

5.2.5.4 MORFOLOGÍAS VOLCÁNICAS

Al sureste del edificio volcánico se encuentran promontorios con forma cónica y una morfología en particular, con forma de herradura. Estas se elevan hasta 60 m desde la terraza de abrasión. Estos cuerpos (Figuras 5.10 y 5.11.E) parecieran estar alineados en una dirección cercana a NW-SE. Estos podrían corresponder a conos volcánicos, incluso una posible caldera, que no se erodaron totalmente al formarse la terraza marina y, finalmente, se hundieron bajo el nivel de erosión de las olas. En la Sección 7.3.1 se discute sobre estas morfologías.

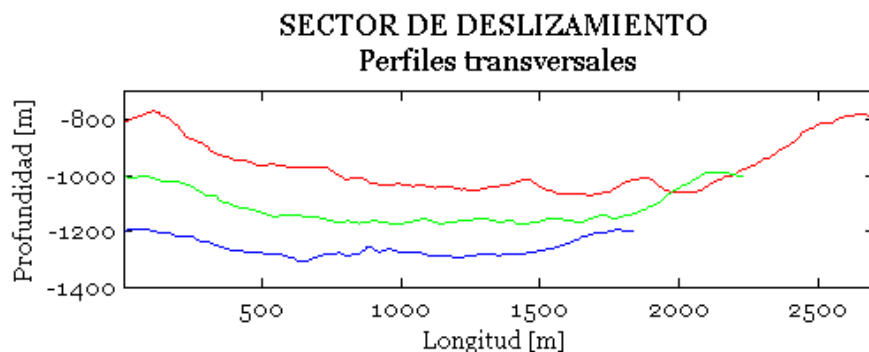


Figura 5.8: Perfiles batimétricos transversales a la cicatriz de deslizamiento en el flanco este del *rift zone*. Los distintos colores indican distinta profundidad. Las cavidades a la derecha del perfil de color rojo podrían responder a la acción de canales submarinos.

5.2.5.5 CICATRICES DE DESLIZAMIENTO

Se distingue, al menos, una cicatriz de deslizamiento, en el flanco este del *rift zone* (Figuras 5.10 y 5.11.B). Perfiles transversales a esta (Figura 5.8), muestran el material removido y como se estrecha la cavidad hacia abajo. La cicatriz tendría más de 2 km de extensión transversal. En el perfil rojo de la Figura 5.8 se observan concavidades pequeñas que podrían ser canales posteriores a la remoción.

Poco más al norte y al sur de lo anterior, pueden haber más cicatrices (Figura 5.11.B). Sin embargo, no es posible determinarlo con la batimetría pues los depósitos que apoyarían el supuesto se encontrarían en zonas más profundas, fuera del área de la batimetría de alta resolución.

5.2.5.6 BLOQUES Y DETRITOS

Justo bajo los acantilados al noroeste de la Bahía Cumberland y al sureste de El Pangal, a cerca de 100 m de profundidad, se observan estructuras irregulares de tamaños de hasta 200 m de diámetro y 30 m de altura (Figura 5.11.D). Están dispuestos

caóticamente y no se observa ningún tipo de lineamiento. Sin embargo, la mayoría presenta una forma subcónica en el perfil.

5.2.5.7 RELIEVES POSITIVOS INDEFINIDOS

En ciertas zonas de la plataforma insular se encuentran morfologías que podrían corresponder a afloramientos rocosos, depósitos de remociones en masa o de sedimentos.

Al noroeste de las morfologías volcánicas se encuentran estructuras con pendiente cercana a 20° , de entre 10 a 20 m de altura, con un techo rugoso pero relativamente plano. Parecen pequeñas terrazas que se encuentran a una profundidad de -130 a -140 m. No es posible observar su continuidad hacia el noroeste.

En el flanco sur, en el sector más oeste de la batimetría de alta resolución, se distingue un promontorio (Figuras 5.9 y 5.11.E), con un largo superior a los 2 km y un ancho de 1,8 km. Se eleva hasta 200 m desde el piso oceánico local, que se encuentra a -2000 m de profundidad. Podría corresponder a un depósito de una gran remoción en masa o un cono volcánico.

Por su parte, en el flanco norte hay, al menos, dos elevaciones importantes.

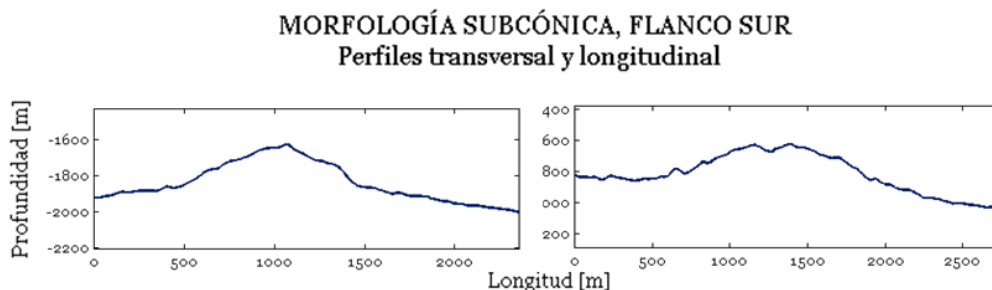


Figura 5.9: Perfiles topográficos de morfología indefinida en el sector suroeste de la batimetría de alta resolución. A la izquierda se presenta un perfil transversal y a la derecha uno longitudinal.

El mapa geomorfológico resultante del análisis de la franja N-S de batimetría de alta resolución y de las morfologías de las Secciones 5.2.5.1-5.2.5.7, se muestra en la Figura 5.14.

5.2.5.8 MORFOLOGÍAS SECTOR ENTRE SANTA CLARA Y ROBINSON CRUSOE

En el sector entre el extremo suroeste de Robinson y el extremo norte de Santa Clara se distingue una plataforma pequeña, unas estructuras lingüiformes/lobuladas y una serie de estructuras alineadas. En la Figura 5.12, se muestran perfiles con dirección cercana a $N70^\circ W$ en el sector de estudio. La profundidad mínima es de -14 m y una pequeña plataforma se encuentra a cerca de los -20 m. Se distinguen zonas rugosas, planas e irregulares. Entre la plataforma y la zona rugosa hay una diferencia tan solo 3 m de altura. Sin embargo, hay 300 m de extensión entre la plataforma y parte de la zona

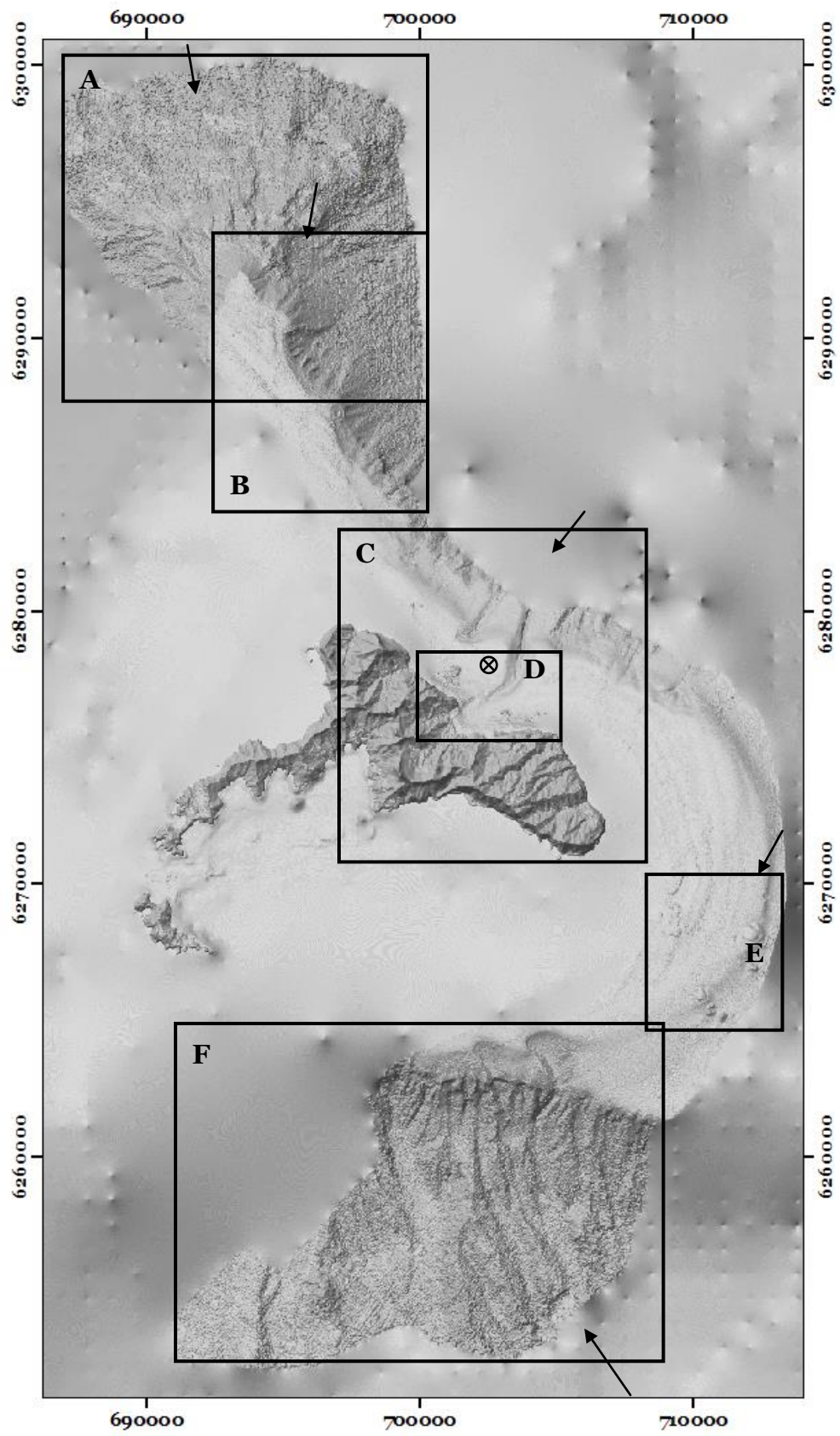
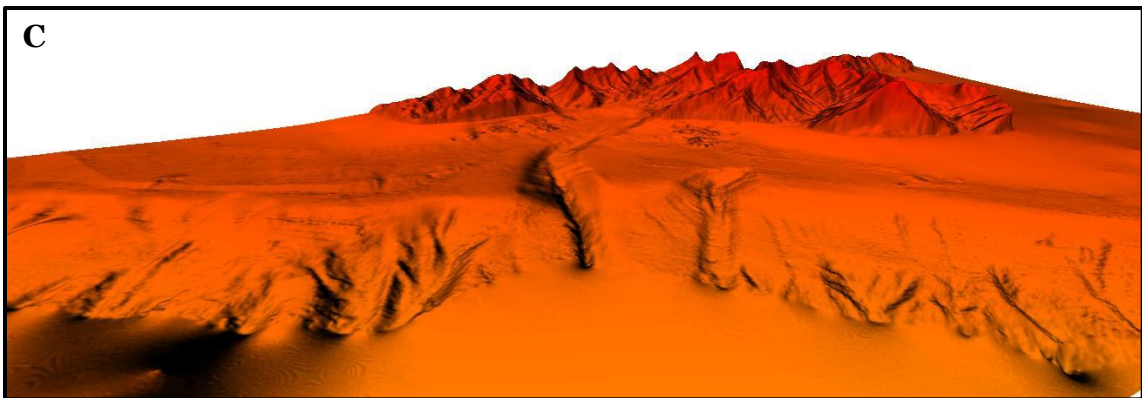
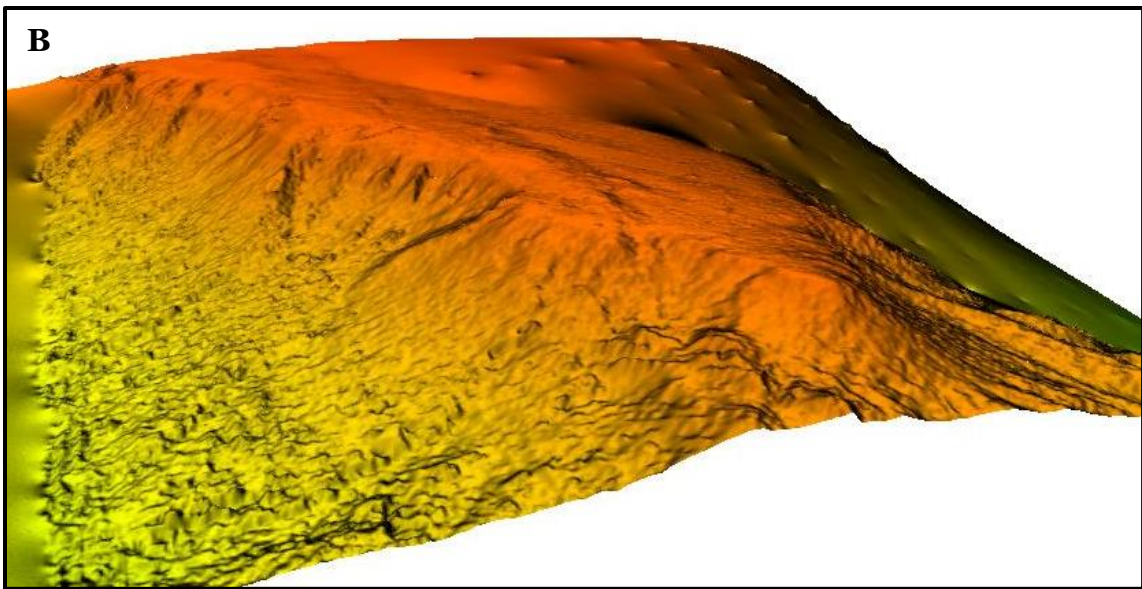
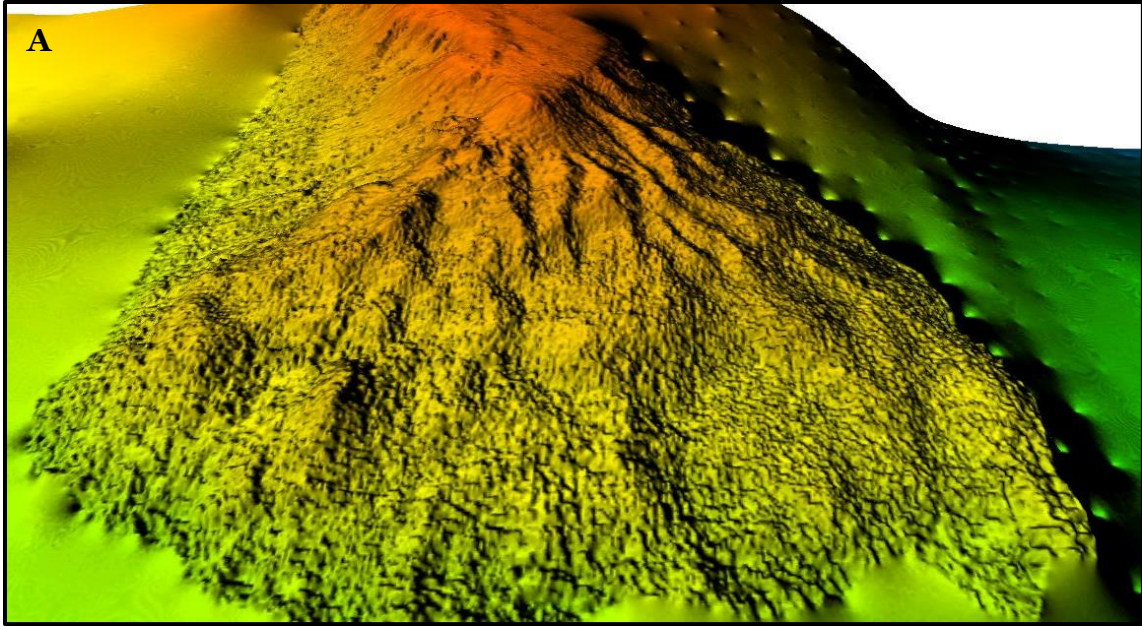


Figura 5.10: Mapa de sombreado en el sector de batimetría de alta resolución (franja N-S). Los recuadros indican la ubicación de las imágenes de la Figura 5.10 y las flechas indican la dirección de la vista 3D de estas.



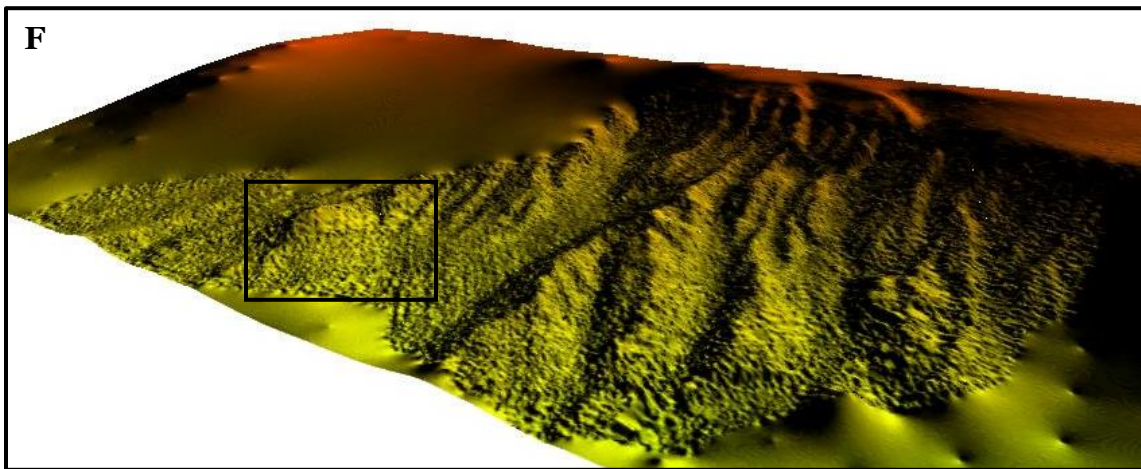
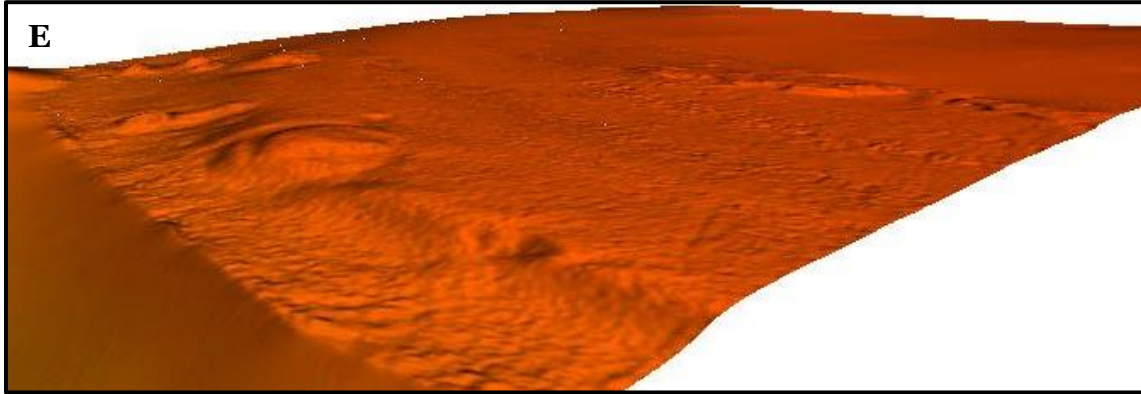
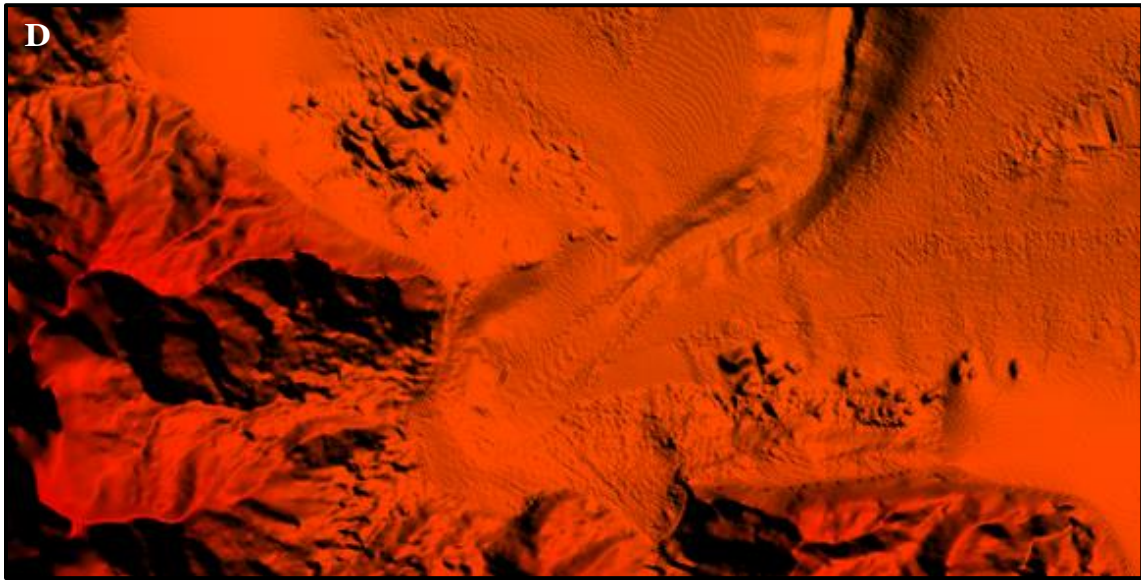


Figura 5.11: Figuras 3D de morfologías interpretadas de batimetría de alta resolución. A) *rift zone*; B) posibles cicatrices de deslizamiento en la zona *rift*; C) cañón y canales submarinos del sector al NE de Cumberland; D) detritos y bloques bajo acantilados; E) posibles morfologías volcánicas; F) canales submarinos en el flanco sur y un relieve positivo indefinido (recuadro). La dirección y el sentido de las figuras se muestran en la Figura 5.10.

rugosa de pendiente cercana a 2° . Luego, existe un cambio de pendiente tanto hacia al este como el oeste.

Hacia el este, las pendientes son de hasta 14° , con un promedio de 8° , antes de comenzar lo que pareciera ser otra plataforma con pendientes menores a 2° , a los -80 m. Hacia el oeste la profundidad aumenta gradualmente y no se observa un quiebre notorio, habiendo pendientes promedio de 5° .

Se distinguen también morfologías lingüiformes, con alturas de hasta 16 m, entre la traza de los perfiles 1 y 2 (Figura 5.12.A). Por otro lado, se observan estructuras alargadas a profundidades entre -70 y -100 m, de ancho decamétrico, que se encuentran

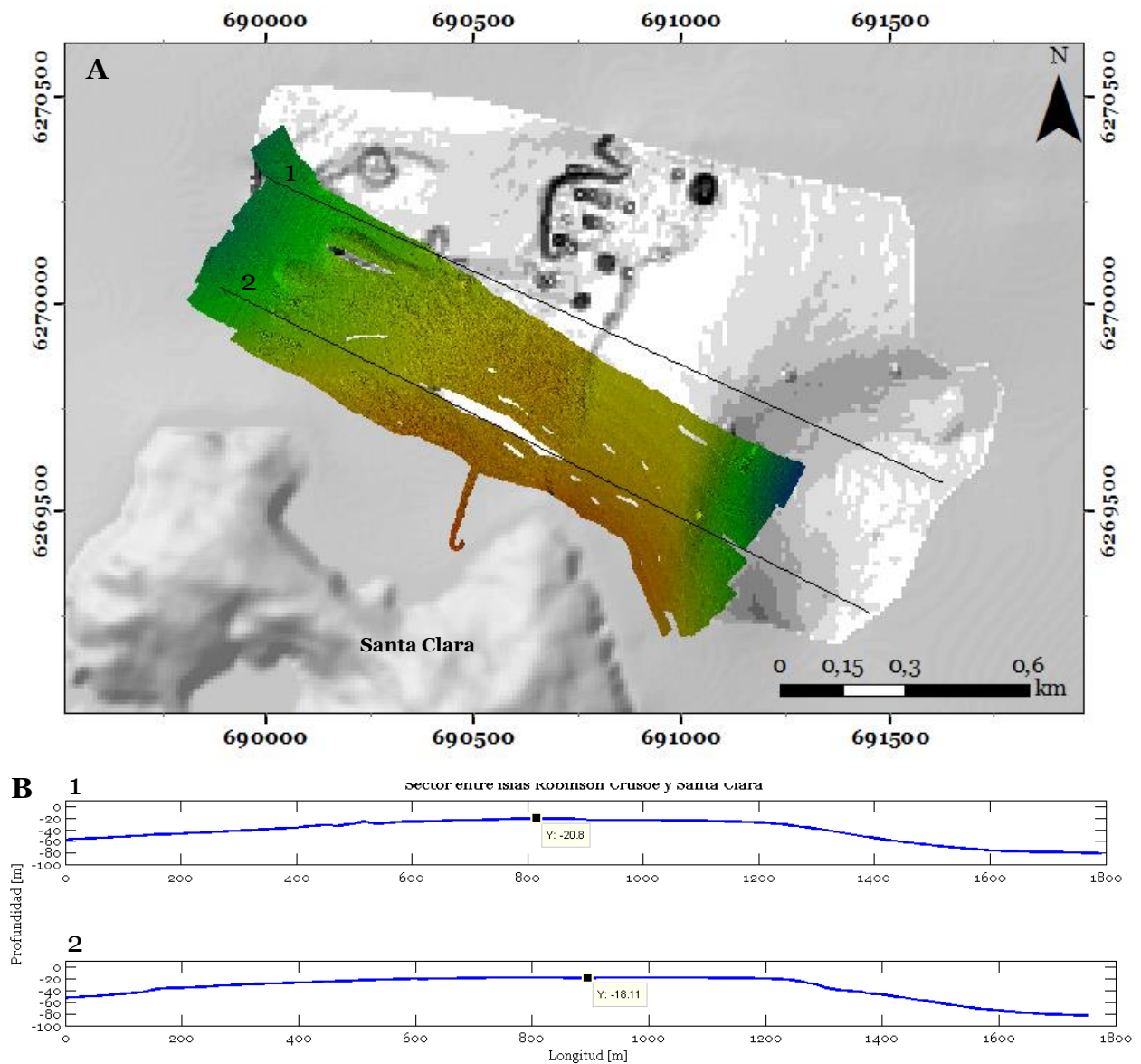


Figura 5.12: Morfologías en el sector entre el extremo SW de Robinson Crusoe y extremo norte de Santa Clara. A) Geotiff sobre mapa de pendientes de batimetría de alta resolución Bentos. Se distingue una estructura de flujo y formas lingüiformes, además de diferencias en la rugosidad de la plataforma. B) Perfiles batimétricos (traza en A). Se muestran las diferencias de pendiente hacia el noroeste v/s sureste.

orientadas con un rumbo N60°E (Figura 5.13). No obstante, no se sabe si corresponden a afloramientos rocosos más resistentes a la erosión (ej.: enjambres de diques), depósitos de alguna remoción en masa o acumulación de sedimentos. Igualmente, se ven formas tipo *hummocky* (Figura 5.13.C) hacia el noroeste de Bahía del Padre, que podrían corresponder a depósitos de remoción en masa o a evidencias de erosión diferencial.

Por último, la plataforma insular, en el sector, presenta profundidades máximas de al menos -167 m, a 1 km al noroeste y cerca de 3 km hacia el sureste. En esta, se distinguen morfologías irregulares y algunos relieves positivos (Figura 5.13.A).

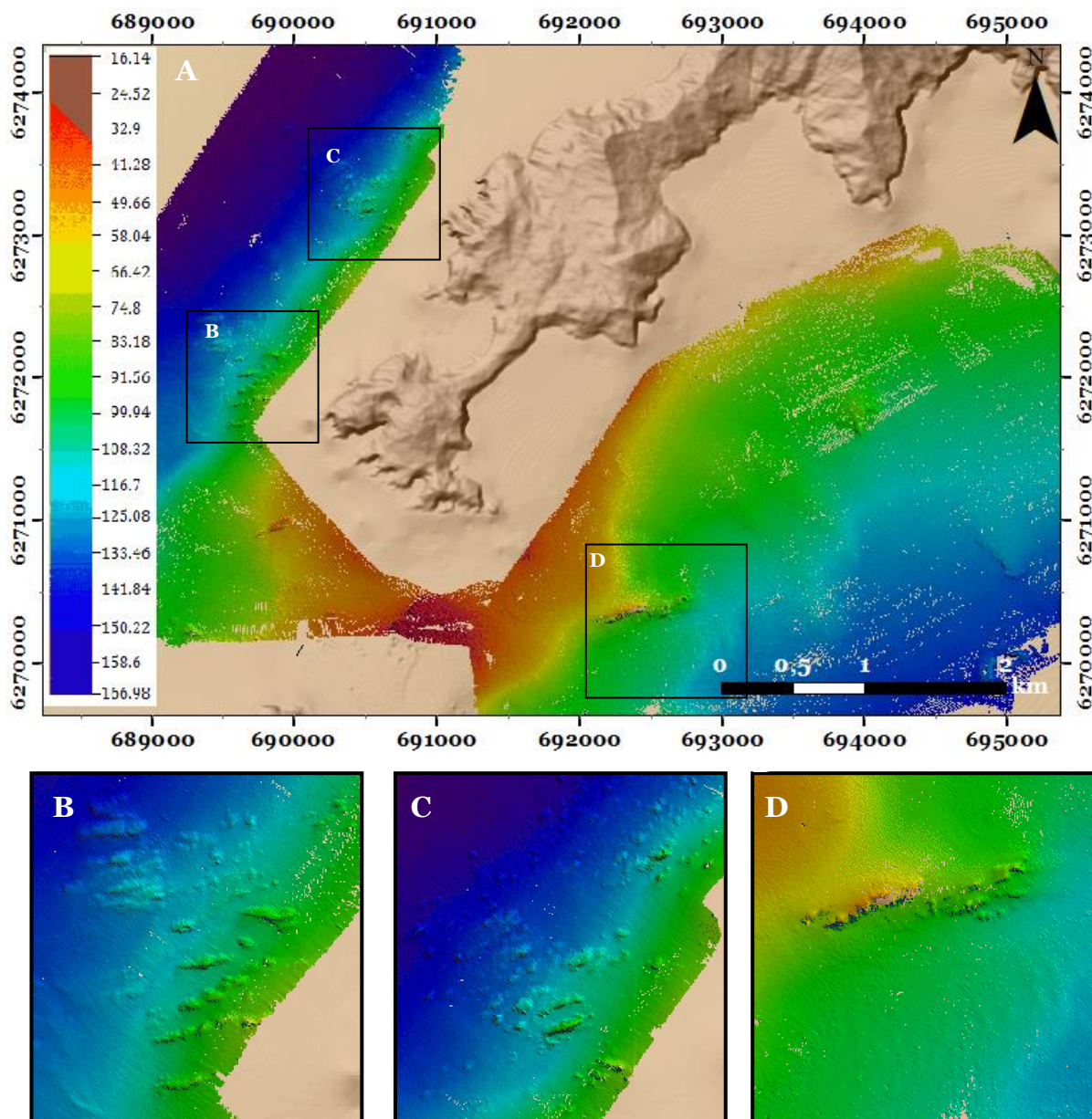


Figura 5.13: Morfologías submarinas en el extremo suroeste de Robinson Crusoe. A) Se distinguen estructuras alargadas y otras irregulares. Las profundidades van de -14 a -160 m. Recuadros se amplifican en B), C) y D); B) Estructuras alargadas de orientación cercana a N60°E, más al fondo el piso se presenta rugoso; C) Algunas estructuras alargadas. Dominio de estructuras tipo *hummocky* o de erosión diferencial; D) Formas con orientación cercana a N60°E (-60 a -100 m de profundidad).

MAPA DE GEOMORFOLOGÍAS SUBMARINAS

Franja N-S de Alta Resolución, RC.

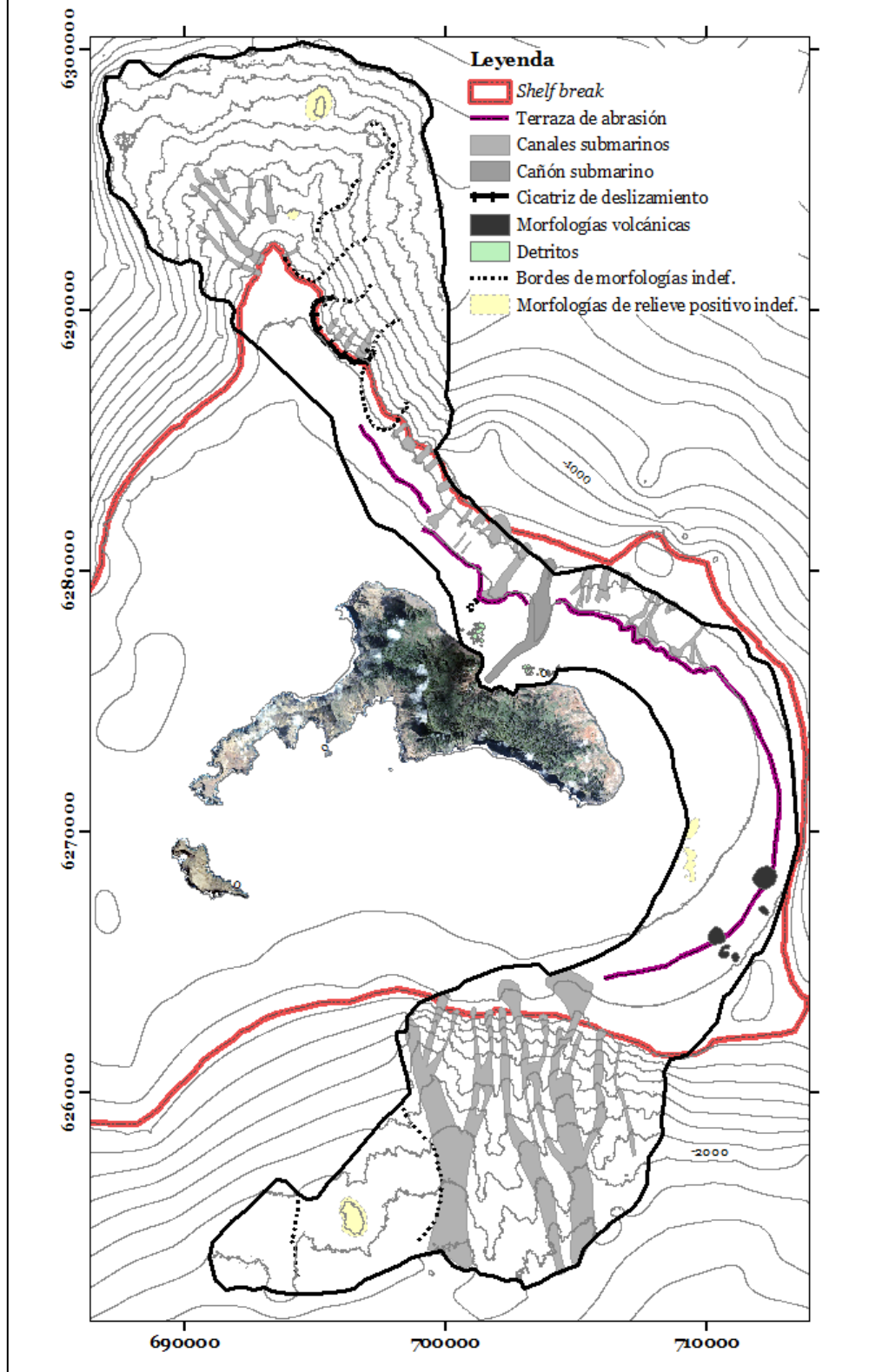


Figura 5.14: Mapa geomorfológico del sector de la franja N-S de alta resolución. Curvas cada 200 m.

5.2.6 CARACATERÍSTICAS GENERALES Y SEDIMENTOS EN EL PLATEAU

En el sector al este de Bahía Cumberland, el fondo marino se interpreta como predominantemente arenoso con algunos sectores rocosos, que bien pueden corresponder a afloramientos o a grandes bloques producto de remociones en masa. También, habría un aumento de limo hacia aguas más profundas (Bentos, 2012).

Los sedimentos obtenidos por Bentos corresponden a: granos de tamaño medio a grueso, guijarros, gravas, material fino oscuro, sedimentos de conchillas amarillas junto con sedimentos gruesos y abundante detrito calcáreo (que incluye tubos de gusanos, cangrejos y organismos tipo coral). En general, los sedimentos no tienen olor. En ciertos sectores, no se pudo obtener muestras por lo que se infiere que los puntos corresponden a afloramientos rocosos. No se tiene mayor información química o litológica de las muestras.

De la inspección hasta los 50 m de profundidad del sector norte de la costa en Bahía Cumberland se observan cambios en el fondo marino, entre los años 2009 y 2011. En sectores hubo remoción de bloques (Figura 5.15.A) –de hasta 1 m de diámetro– (desde la baja marea a ~-2 m hasta los -5 m), depósito de detritos o simplemente depósito de arenas. En otros, en particular a mayores profundidades, no se detectaron grandes cambios (Figura 5.14.B). La remoción de grandes bloques (desalojo o depósito) y depósito de detritos podrían estar relacionados al *tsunami* ocurrido el año 2010 en la islas del archipiélago Juan Fernández (Bentos, 2011).

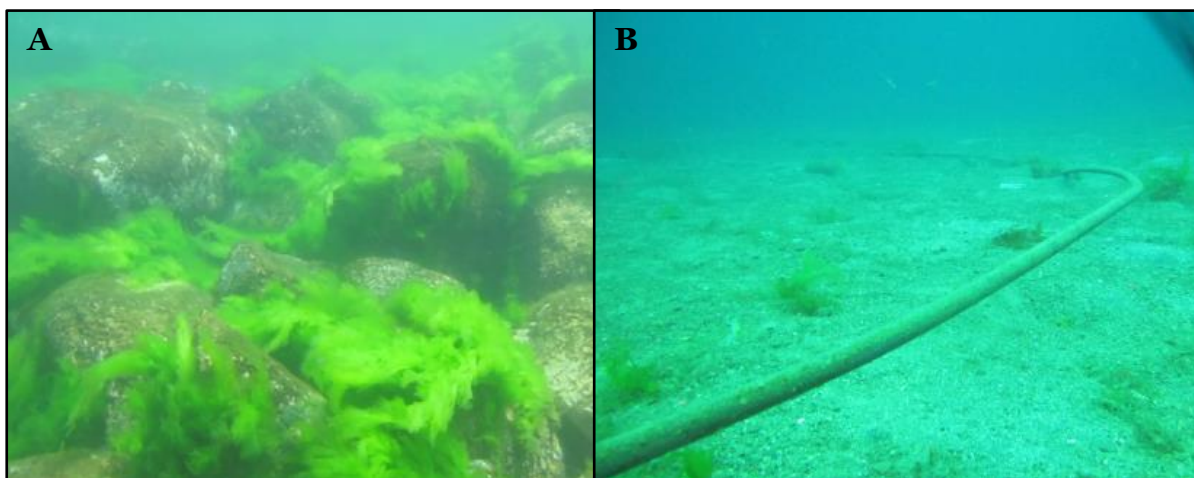


Figura 5.15: Fotografías submarinas de Bahía Cumberland. A) Bloques removidos. El año 2009 un cable submarino estaba expuesto, al 2011 estaba cubierto de bloques; B) Sector a más de 5 m de profundidad, sin aparentes cambios en dos años (2009-2011) (Bentos, 2011).

6. ANÁLISIS GEOMORFOMÉTRICO Y GEOMORFOLÓGICO

6.1 ANÁLISIS DE MODELOS DE SUPERFICIE DIGITAL

El análisis incluye una comparación con puntos DGPS (*Differential Global Positioning System*) obtenidos en septiembre 2013. Sin embargo, estos son pocos y en su mayoría son de la línea de costa, por lo que no existe referencia para datos sobre los 370 m s. n. m.

Del análisis de los modelos existentes (Figura 6.1) se desprende lo siguiente:

6.1.1 ASTER GDEM

Las ubicaciones de los puntos geográficamente son incorrectas. El modelo muestra puntos con altura en un amplio sector al norte de la isla donde no existe material subaéreo. Presenta gaps de datos en sectores dentro de la isla (al suroeste del Yunque) y fuera de esta (al sureste del gran acantilado del suroeste de la isla). Pese a que pareciera representar de buena manera las alturas en sitios clave, es el modelo con mayores diferencias con respecto a los puntos DGPS, aun cuando se corrigen los datos notoriamente anómalos.

6.1.2 SRTM

Este modelo tiene una resolución de 90 m por pixel que, para el tamaño de la isla y sus cuencas (<3 km), no es adecuado para análisis geomorfométricos. Además, en las cuencas de Vaquería y de Puerto Inglés, presenta valores negativos de hasta -75 m que generarían problemas en las interpretaciones. Además, el modelo no detecta la elevación más importante de la isla (cerro El Yunque). Aun así, es el segundo MSD con menos diferencias con respecto a los puntos DGPS.

6.1.3 CONAF

El problema principal de este MSD es que se desconoce su origen. Al no saber que metodología fue utilizada en su creación, no se conoce el sesgo. Su resolución es de 50 m por pixel y su línea de costa no está bien trazada por lo que presenta varios valores NoData en sectores donde si hay mediciones DGPS.

6.1.4 DIFROL (ASTRIUM)

Este modelo presenta una resolución de 10 m por pixel por lo que es bastante útil para visualizar morfologías, trazar líneas divisorias de cuencas y redes hídricas. Presenta variaciones con respecto a los puntos DGPS de hasta 55 m aunque en sectores los valores son bastante cercanos. El IREN (1982) publica una altura de 915 m para el cerro El Yunque (aunque también se desconoce el método utilizado). El modelo tiene como altura máxima 813 m, más de 100 m menos que lo previamente publicado. Queda la incertidumbre sobre este punto en particular. Finalmente, este es el modelo que se escoge para realizar los cálculos geomorfométricos y dado que los principales problemas

detectados son subestimación de alturas en sectores altos, se infiere que los parámetros que involucran alturas (ej.: volumen) están subestimados.

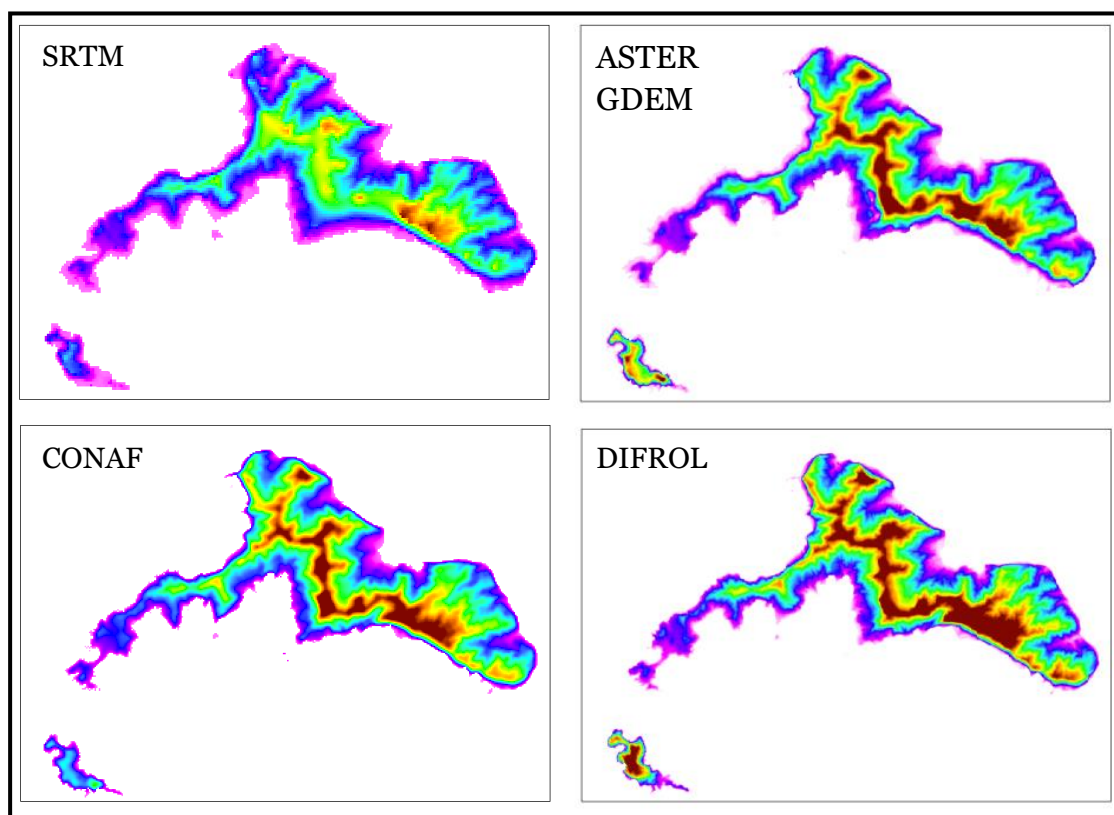


Figura 6.1: Comparación de modelos de elevación digital o modelos de superficie digital presentes para el sector de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara. Las principales diferencias se observan para el modelo SRTM (omite el cerro El Yunque y celdas gruesas). La isla Santa Clara también presenta hartas diferencias entre los modelos. DIFROL = DIFROL-ASTRIUM.

6.2 ANÁLISIS DE CUENCAS

6.2.1 DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS CUENCAS

Todas las cuencas de la isla son consideradas muy pequeñas (<25 km²) y exorreicas o, temporalmente, endorreicas. Lo anterior porque muchas de estas no presentan río principal activo, sino que el lecho fluvial se encuentra seco (ej.: Puerto Francés, Figura 6.1.A). Los ríos o esteros existentes principales son pequeños y algunos se encuentran en Vaquería, Puerto Inglés, Bahía Cumberland y Bahía Villagra (Figura 6.2.F, E, L, I, respectivamente).

Trabajos anteriores de estudio de las cuencas (IREN, 1982) ya habrían clasificado a Puerto Francés, Pesca de los Viejos, Piedra Agujereada, El Pangal, Piedra con Letras, Colonial, Puerto Inglés, Vaquería, Corrales de Molina y Villagra como las cuencas mayores de la isla Robinson Crusoe (Figuras 6.2 y 6.3).

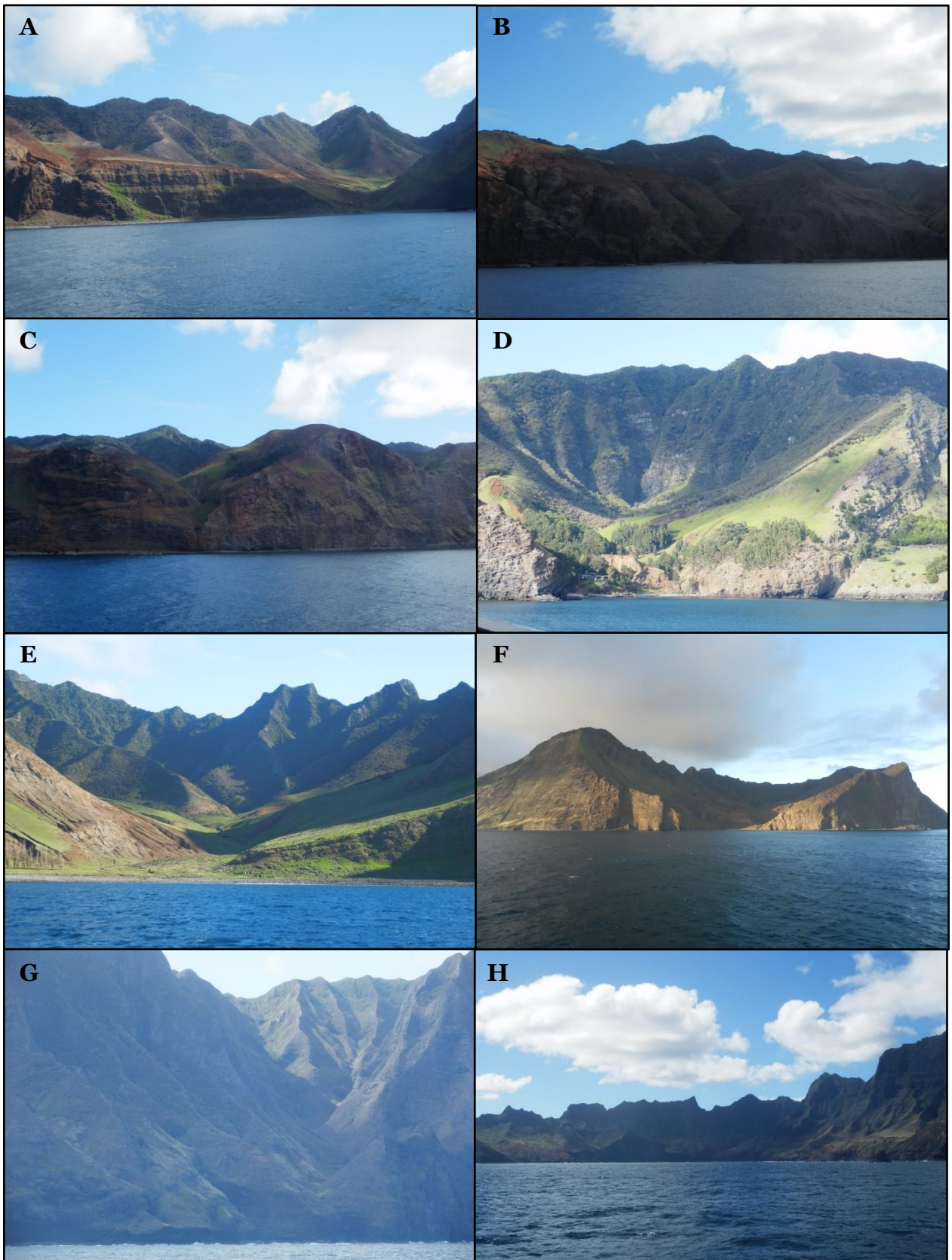


Figura 6.2: Fotografías de las cuencas o quebradas más importantes de Robinson Crusoe. A) Puerto Francés; B) El Lápiz (izq.), Pesca de los Viejos (centro) y La Laura (der.); C) Piedra Agujereada (izq.) y El Sauce (der.); D) El Pangal; E) Puerto Inglés; F) Vaquería; G) Corrales de Molina; H) Villagra.

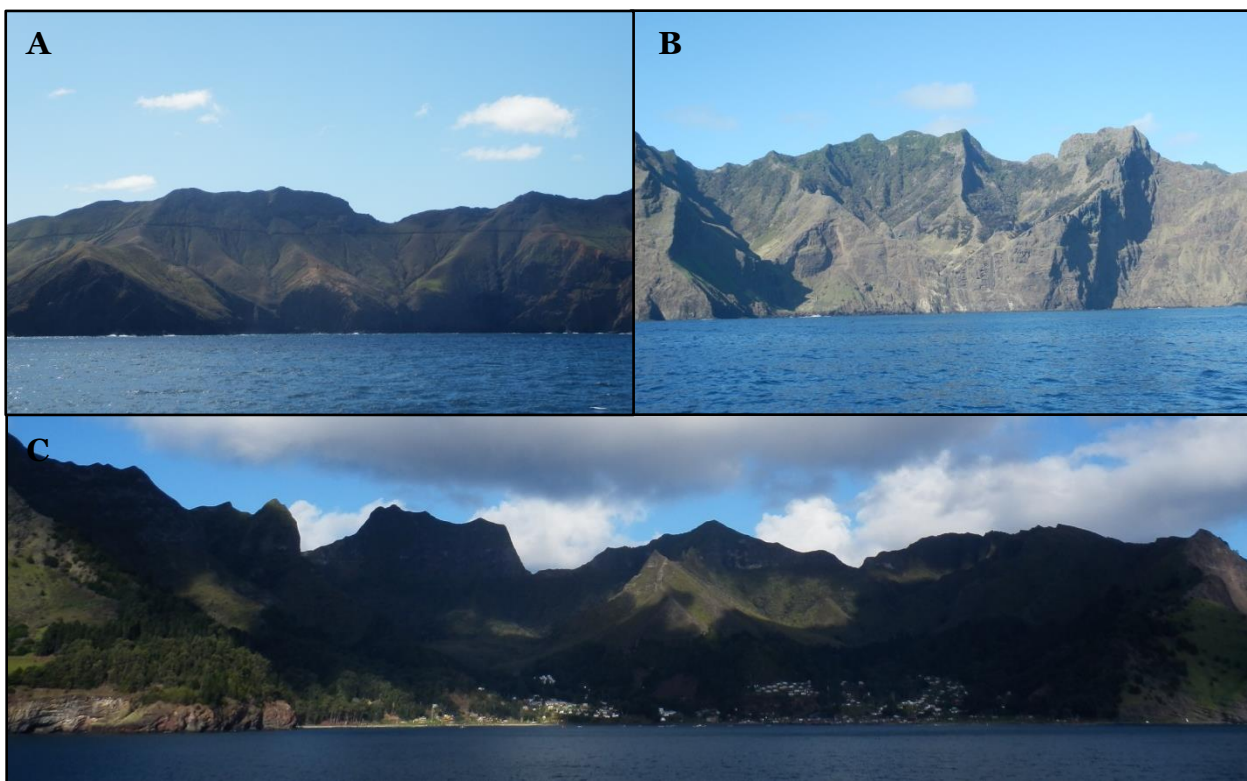


Figura 6.3: Continuación de Figura 6.2. A) Chupones; B) Juanango (izq.), Cerro Agudo (centro), La Chumucera (der.); C) Cumberland (cumbres cerro Dama Juana, El Yunque y cerro Central). Ubicación espacial de las cuencas en Figura 6.5.

Las cuencas más desarrolladas tienen orientación este (Puerto Inglés, Vaquería, Cumberland, etc.) y presentan una pequeña red hidrológica, con pequeñas playas muy energéticas (playas de bolones). En todas estas se encuentran conglomerados, en general, de mala selección, baja esfericidad y de redondeamiento variado, y otros depósitos producto de la erosión, muchas veces muy alterados con un color anaranjado. Sin embargo, aún no se ha determinado el origen de todos estos. Es común encontrar también depósitos fluviales, como arenas bien seleccionadas con laminación o conglomerados con lentes de gravas o arenas, aún no consolidados.

Algunas cuencas, por ej., Pesca de los Viejos y Piedra Agujereada, son paleovalles rellenados por lavas y tobas de la etapa de rejuvenecimiento, que ya han sido erosionadas por la incisión fluvial (Figura 6.2.A, B, C). La mayoría de estas están colgadas y presentan un pequeño acantilado antes de que sus aguas caigan al mar.

Todas las cuencas orientadas con componente oeste presentan un acantilado de altura variable, siendo la más desarrollada aquella de Bahía Villagra (Figura 6.2.H). Actualmente, esta presenta bastantes puntos de aforo, al igual que Chupones, pero cuyos ríos parecieran haber confluido previo a la evidente erosión costera (Figura 6.5).

Algunas cuencas presentan bastante alteración y meteorización, que podría estar vinculado al volcanismo rejuvenecido. En algunas zonas se observa desarrollo de suelos y se distinguen sectores con harta presencia de erosión por cárcavas y flujos laminares (ej.: Puerto Francés (Figura 6.4.A) y Villagra (Figura 6.4.B)). La vegetación arbórea se distingue desde aproximadamente los 150 m s. n. m. en casi todas las cuencas.

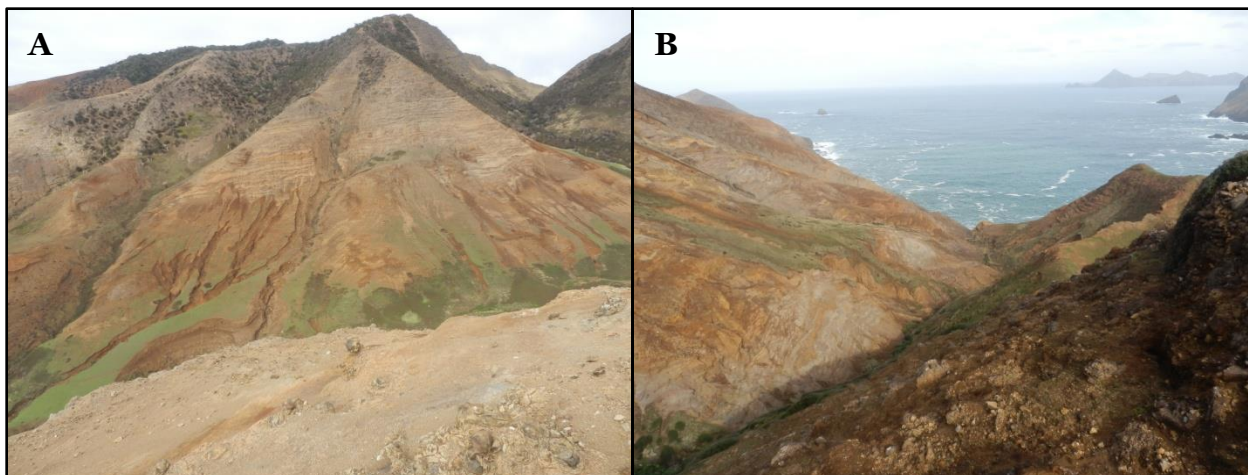


Figura 6.4: Zonas con intensa alteración. A) Cuenca Puerto Francés, esta presenta la SBP relleno parte del valle. Se observa erosión por cárcavas e intensa alteración; B) Sector de cuenca Villagra. La roca se encuentra muy alterada y la erosión es severa.

Llama la atención la cuenca Corrales de Molina (Figura 6.2.G), de orientación suroeste, que es alargada, muy profunda y empinada. Presenta varias subcuencas escarpadas y se encuentra inmediatamente al sur del acantilado más extenso y alto de la isla.

6.2.2 DESCRIPCIÓN GEOMORFOMÉTRICA DE LAS CUENCAS

La selección de cuencas llevada a cabo en esta sección responde a la necesidad de comparar distintas características, como tamaño, orientación y unidades erodadas de estas.

Cierta selección de cuencas no cumple con la definición de cuenca hidrográfica. Estas son Cumberland, Villagra y Chupones. Estas no presentan un solo río principal ni, por ende, un solo punto de aforo. Para el caso de Cumberland se unen las quebradas La Carbonera, Piedra con Letras, Maestro Santo, Colonial, El Labrado, Los Brunos (Anexo F) que considera seis puntos de aforo; para Villagra las quebradas El Gualpon¹, Villagra, La Campana y cerca de once puntos de aforo; para Chupones se consideran los puntos de aforo (cuatro) entre Punta Larga y Punta Chupones. Lo anterior, debido a que posiblemente los ríos se conectaron al curso principal previo a la importante erosión marina que se distingue y al hecho que terminan en acantilados, para los últimos dos casos. Para Cumberland, se pretende, simplemente, considerar todas redes hídricas que desembocan en Bahía Cumberland.

Las áreas de drenaje varían de 0,2 a 6,1 km² para las cuencas seleccionadas. Estas se presentan en varias direcciones y las más grandes se orientan hacia noreste, a excepción de Villagra.

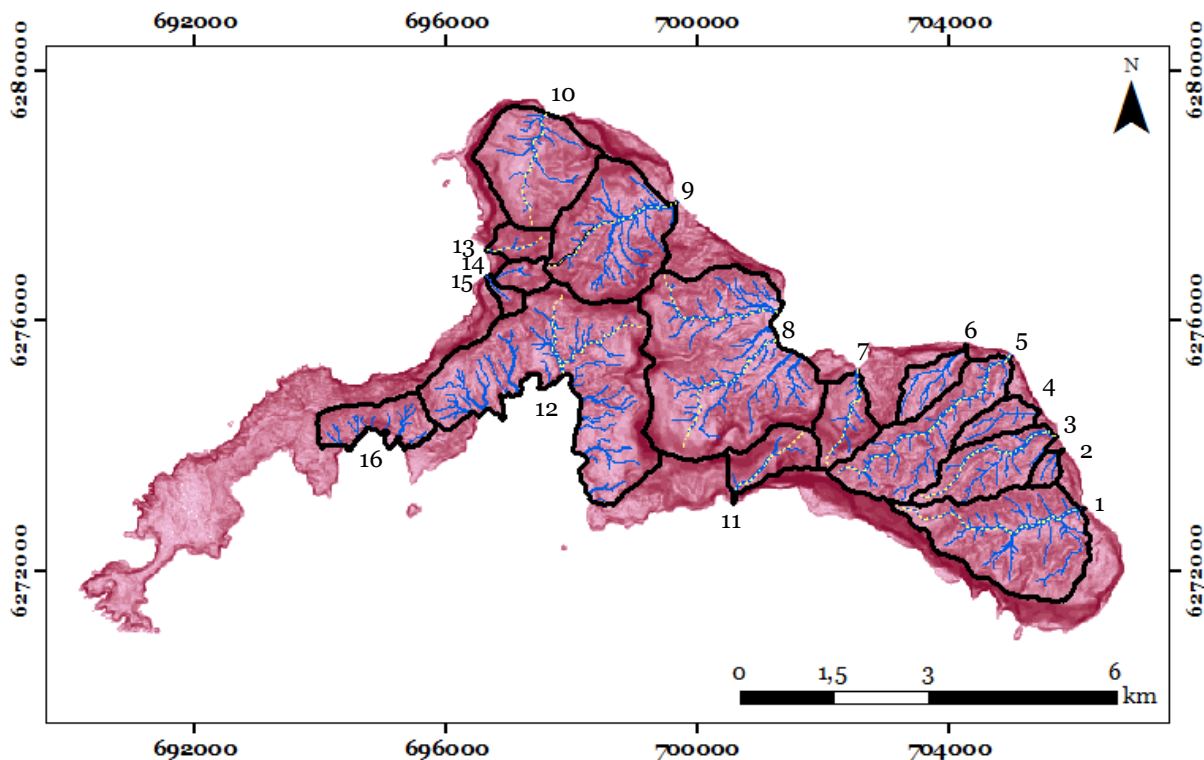


Figura 6.5: Mapa de pendientes de Robinson Crusoe mostrando líneas de divisoria de aguas de las cuencas seleccionadas (líneas negras), red hídrica (líneas azules) y ríos para perfiles de talweg –Figura 6.6– (líneas entrecortadas amarillas). Los números (ID) indican nombres de las cuencas según Tabla 6.1.

La media de las pendientes promedio es de 24°, pero estas varían de 21° a 38°. Las cuencas con menores pendientes son aquellas entre Puerto Francés y El Pangal. Todas ellas presentan la Sucesión Bahía del Padre rellenando paleovalles del periodo erosivo del post-escudo y están en una segunda fase de incisión fluvial. La cuenca El Sauce está poco desarrollada, lo que también delata su máxima elevación –la menor de las cuencas analizadas– y su bajo factor de forma en comparación con cuencas de similar longitud. Las pendientes más frecuentes de cada cuenca están en los rangos 20°-30° y 30°-40°. Las quebradas Juanango y Corrales de Molina son las más empinadas con un promedio de 38°. Aun así, Juanango es la única quebrada cuyas pendientes más frecuentes están en el rango 40°-50°.

El factor de forma >1 (cuencas Cumberland, Villagra y Chupones) responde a una relación anómala de largo versus ancho que, debido a los límites de cuenca elegidos, se tiene un ancho mayor a la longitud de las cuencas. Las cuencas El Sauce, El Pangal, Corrales de Molina y Villagra presentan longitudes similares (1600-1660 m), sin embargo, sus factores de forma son 0,27, 0,38, 0,35, 2,44, respectivamente, lo que indica que Villagra y El Pangal son, comparativamente, cuencas más desarrolladas. Además, de estas, solo las tres primeras presentan forma alargada. De las cuencas con una relación

ancho-largo típica (largo>ancho), Puerto Inglés y Vaquería son las más desarrolladas (0,61 y 0,77). Llama la atención que Vaquería lo es más, aun cuando presenta, localmente, la SBP.

El factor de compacidad de las cuencas es mayor a 1,25 para todas. Entre 1,25 y 1,5 están las cuencas Puerto Inglés, Vaquería y Juanango, cuya forma sería descrita como oval redonda. En el rango 1,5-1,75 están las cuencas La Chumucera, Juanango, Corrales de Molina, El Pangal, Cumberland, El Lápiz y Puerto Francés. Un factor en ese rango define una forma oblonga, sin embargo, las cuencas no presentan en la realidad esa forma. Lo mismo ocurre para cuencas con factores de compacidad mayores a 1,75, cuya forma se define como rectangular oblonga. Lo anterior, se debe a que en realidad las cuencas tienden a tener forma de pera más que forma circular (Guerrero, s.f.) y por el retroceso que estas cuencas han tenido debido a la intensa erosión marina.

Finalmente, la ‘profundidad’ de las cuencas es mayor en las quebradas Cerro Agudo y La Chumucera, y menor en Cumberland, Villagra y Chupones.

6.2.3 VOLUMEN ERODADO Y TASAS DE EROSIÓN

Se considera una densidad de $\rho = 3 \text{ g/cm}^3$ para basaltos y basanitas. Dado que se asume erosión desde la formación del escudo, se utiliza este valor para estimar las tasas de erosión.

El volumen mínimo total de las cuencas seleccionadas es cercano a los 3 km^3 (Tabla 6.2), que es menos del 1% del volumen total erodado de la isla previamente estimado. Las tasas de erosión van de 20 a 121 t/km²año (promediando ambos modelos de volumen erodado), o puesto de otra forma, de 1 a $225 \times 10^{-3} \text{ km}^3/\text{Ma}$ (Tabla 6.2).

Para las cuencas de Puerto Francés, El Lápiz, Pesca de los Viejos, La Laura, Piedra Agujereada y Vaquería el valor corresponde a gran subestimación, dado que los valles formados en la etapa erosiva –etapa (5) de las islas oceánicas (Ramalho *et al.*, 2013)– fueron rellenados en la etapa de volcanismo rejuvenecido, algunos de ellos, por un volumen significativo. Dado que las líneas divisorias de agua en estas cuencas parecieran ser mayoritariamente de la SPI, no fue posible calcular las tasas ni para la etapa erosiva del escudo, ni la erosión post-volcanismo rejuvenecido (con un mapeo más preciso de las cuencas podría ser posible diferenciar las áreas y divisorias de agua netamente de la SBP y recalcular tasas considerando la edad pertinente del sustrato). Esto último, porque no se conoce la extensión superficial que tuvieron los depósitos de volcanismo rejuvenecido, ni cómo fue la forma del valle de la etapa erosiva. Además, por tener bastantes tobas y cenizas, es una unidad menos competente, con partes con densidades menores a $1,5 \text{ g/cm}^3$. Esto se traduce en que las tasas mínimas estimadas para estas cuencas pueden estar subestimadas incluso en más de un 200%, para el caso de relleno importante del valle en la etapa de volcanismo rejuvenecido (subestimación importante del volumen erodado previo al volcanismo de SBP, para un Δt de edad de lavas del escudo. Si el volumen mínimo erodado corresponde a volumen de la SBP, Δt estaría sobreestimado).

Tabla 6.1: Parámetros geomorfométricos de las cuencas/quebradas principales de la isla Robinson Crusoe. El detalle de los parámetros se encuentra en las Secciones 3.1.3.1. y 4.3.2. Las fórmulas de los parámetros se detallan entre paréntesis.

ID	Cuenca o quebrada	Orientación	Perímetro (P) [m]	Pendiente media [°] Rango más frecuente []	Longitud (L) [m]	Área (A) [km ²]	Ancho promedio (W) [m]	F_c (0,282P/√A)	F_f (A/L ²)	Máxima elevación (H) [m]	Profundidad (H ² /A) [m]
1	Pto. Francés	NEE	11280	28 65% [20-40]	3000	3,62	1207	1,67	0,40	701	0,14
2	El Lápiz	NE	2590	24 52% [20-30]	780	0,21	269	1,59	0,35	332	0,52
3	Pesca de los Viejos	NE	7900	25 42% [20-30]	2500	1,54	616	1,80	0,25	623	0,25
4	La Laura	NEE	4830	25 48% [20-30]	1480	0,57	385	1,80	0,26	410	0,29
5	Piedra Agujereada	NE	11280	26 41% [20-30]	3280	2,64	805	1,96	0,25	713	0,19
6	El Sauce	NE	5170	21 38% [20-30]	1600	0,68	425	1,77	0,27	327	0,16
7	El Pangal	NNE	5560	33 30% [20-30]	1640	1,03	628	1,54	0,38	733	0,52
8	Cumberland	NE	14170	28 31% [20-30]	2570	6,63	2580	1,55	1,00	813	0,10
9	Pto. Inglés	NE	9400	31 29% [30-40]	2330	3,3	1416	1,46	0,61	680	0,14
10	Vaquería	NNE	8080	28 36% [20-30]	1850	2,6	1405	1,41	0,76	659	0,17
11	Corrales de Molina	SW	5740	38 31% [30-40]	1660	0,96	578	1,65	0,35	794	0,66
12	Villagra	SW	19900	28 34% [20-30]	1640	6,55	3994	2,19	2,44	764	0,09
13	Juanango	SWW	3480	38 38% [40-50]	1080	0,47	435	1,43	0,40	477	0,48
14	Cerro Agudo	W	3690	33 36% [30-40]	880	0,36	409	1,73	0,46	511	0,73
15	La Chumucera	NW	2620	33 31% [30-40]	740	0,19	257	1,70	0,35	380	0,76
16	Chupones	S	7240	31 37% [30-40]	740	1,1	1486	1,95	2,01	376	0,13

Tabla 6.2: Volúmenes erodados y tasas de erosión de la isla Robinson Crusoe. El volumen se estima con dos modelos (TIN e interpolación *kriging*) y las tasas de estiman según Ecuación (10), E_v en t/km²año y Ecuación (4), E_r en km³/Ma, para ambos modelos. Se promedian las tasas obtenidas de los dos modelos. ID representa la identificación de las cuencas nombradas en la Tabla 6.2. Números en color café indican cuencas que están rellenas con la SBP, por lo que sus tasas de erosión están muy subestimadas. T indica total para los volúmenes y promedio para las tasas de erosión.

ID	Volumen erodado (TIN) [km ³]	Volumen erodado (kriging) [km ³]	Edad roca* [Ma]	E_v (TIN) [t/km ² año]	E_v (kriging) [t/km ² año]	Promedio E_v [t/km ² año]	E_r (TIN) [10 ⁻³ km ³ /Ma]	E_r (kriging) [10 ⁻³ km ³ /Ma]	Promedio E_r [10 ⁻³ km ³ /Ma]
1	0,329	0,354	3,81 ± 0,04	71,6 ± 0,8	77,0 ± 0,8	74,3 ± 0,6	86,4 ± 0,9	92,9 ± 1,0	89,6 ± 0,7
2	0,008	0,003	3,81 ± 0,04	30,0 ± 0,3	11,3 ± 0,1	20,6 ± 0,2	2,1 ± 0,02	0,8 ± 0,01	1,4 ± 0,01
3	0,096	0,078	3,81 ± 0,04	49,1 ± 0,5	39,9 ± 0,4	44,5 ± 0,3	25,2 ± 0,3	20,5 ± 0,2	22,8 ± 0,2
4	0,029	0,023	3,81 ± 0,04	40,1 ± 0,4	31,8 ± 0,3	35,9 ± 0,3	7,6 ± 0,1	6,0 ± 0,1	6,8 ± 0,1
5	0,198	0,164	3,81 ± 0,04	59,1 ± 0,6	48,9 ± 0,5	54,0 ± 0,4	52 ± 0,5	43,0 ± 0,5	47,5 ± 0,4
6	0,031	0,021	3,81 ± 0,04	35,9 ± 0,4	24,3 ± 0,3	30,1 ± 0,2	8,1 ± 0,1	5,5 ± 0,1	6,8 ± 0,1
7	0,097	0,086	3,95 ± 0,02	71,5 ± 0,4	63,4 ± 0,3	67,5 ± 0,2	24,6 ± 0,1	21,8 ± 0,1	23,2 ± 0,1
8	0,889	0,854	3,89 ± 0,02	103,4 ± 0,5	99,3 ± 0,5	101,4 ± 0,4	228,5 ± 1,2	219,5 ± 1,1	224,0 ± 0,8
9	0,531	0,473	3,75 ± 0,05	128,7 ± 1,7	114,7 ± 1,5	121,7 ± 1,1	141,6 ± 1,9	126,1 ± 1,7	133,9 ± 1,3
10	0,185	0,212	3,75 ± 0,05	56,9 ± 0,7	65,2 ± 0,9	61,1 ± 0,6	49,3 ± 56,5	56,5 ± 0,8	52,9 ± 0,5
11	0,105	0,088	3,95 ± 0,02	83,1 ± 0,4	69,6 ± 0,4	76,3 ± 0,3	26,6 ± 0,1	22,3 ± 0,1	24,4 ± 0,1
12	0,536	0,526	3,87 ± 0,05	63,4 ± 0,8	62,3 ± 0,8	62,8 ± 0,6	138,5 ± 1,8	135,9 ± 1,8	137,2 ± 1,3
13	0,033	0,029	3,87 ± 0,05	54,4 ± 0,7	47,8 ± 0,6	51,1 ± 0,5	8,5 ± 0,1	7,5 ± 0,1	8,0 ± 0,1
14	0,025	0,017	3,87 ± 0,05	53,8 ± 0,7	36,6 ± 0,5	45,2 ± 0,4	6,5 ± 0,1	4,4 ± 0,1	5,4 ± 0,1
15	0,010	0,008	3,87 ± 0,05	40,8 ± 0,5	32,6 ± 0,4	36,7 ± 0,3	2,6 ± 0,03	2,1 ± 0,03	2,3 ± 0,02
16	0,072	0,065	4,1 ± 0,09	47,9 ± 1,1	43,2 ± 1,0	45,6 ± 0,7	17,6 ± 0,4	15,9 ± 0,3	16,7 ± 0,3
T	3,174	3,001	-	61,9 ± 0,2	54,2 ± 0,2	58,1 ± 0,12	51,6 ± 0,2	48,8 ± 0,19	50,2 ± 0,14

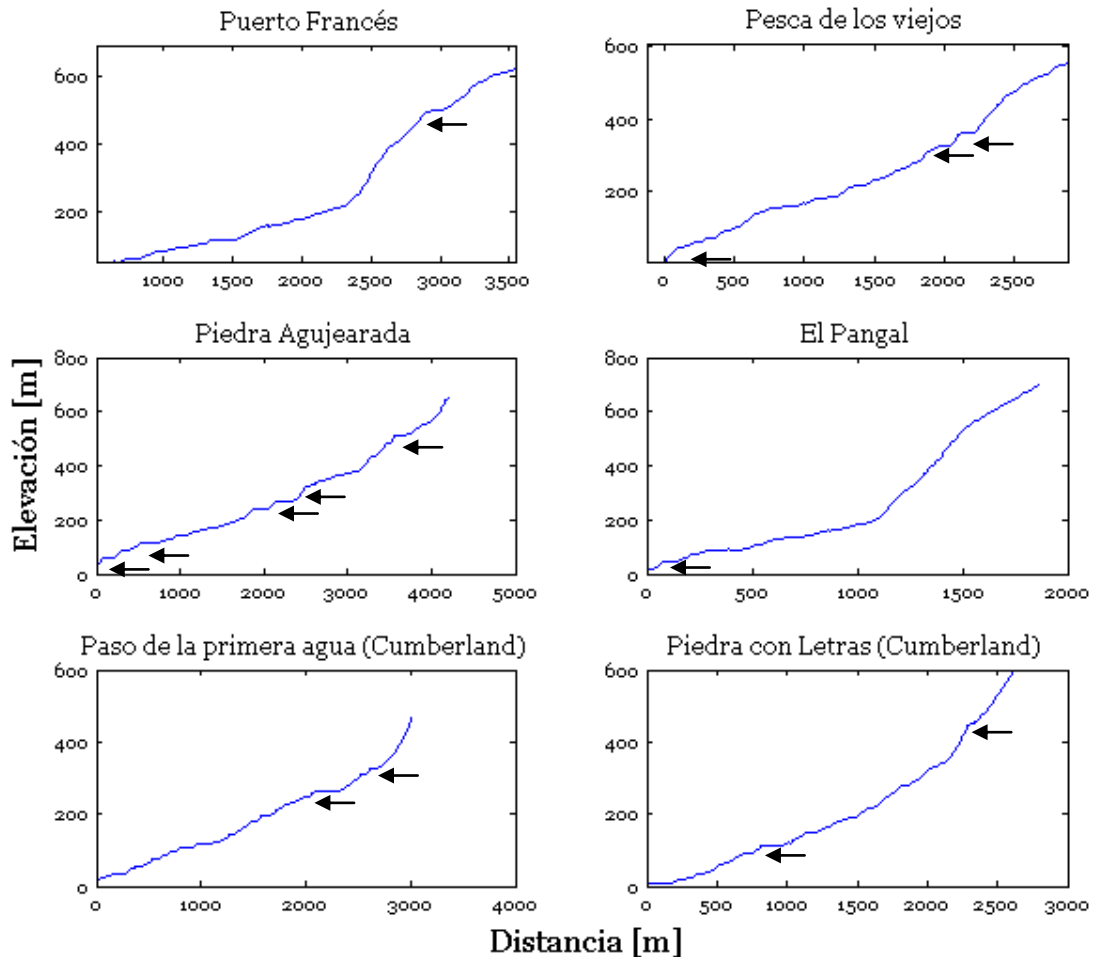
Las cuencas con mayores tasas de erosión corresponden a Bahía Cumberland, Puerto Inglés y Corrales de Molina. Por su parte, las con menores son El Sauce y la Chumucera.

6.2.4 PERFILES DE TALWEG Y KNICKPOINTS

Se trazan los perfiles de doce talwegs en las cuencas o quebradas principales (Figura 6.5). Sin embargo, como ya se mencionó, no todos estos tenían agua durante la visita a terreno.

Los perfiles son variables dependiendo de la cuenca analizada. Aquellos de Puerto Inglés y Vaquería son los que estarían más cerca de la forma ‘normal’ cóncava de río. El Gualpon, Juanango y Corrales de Molina presentan formas más bien de ‘final empinado’, mientras que Pesca de los Viejos, Piedra Agujereada y Villagra tienen perfiles más lineales, pero igual con algunos escalones. El resto presenta perfiles más irregulares y localmente escalonados. Los de mayor pendiente media corresponden a Juanango, El Gualpon y Corrales de Molina.

PERFILES DE TALWEG



PERFILES DE TALWEG (continuación...)

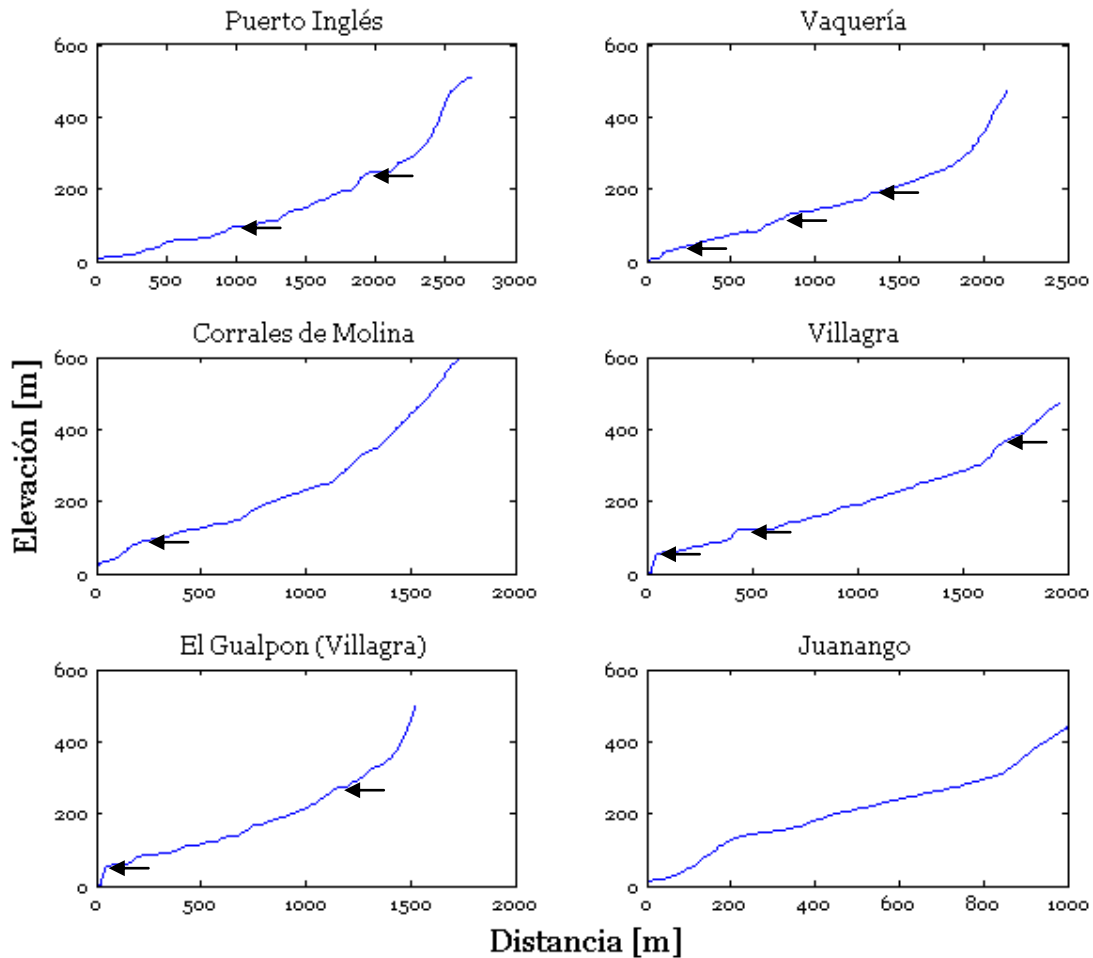


Figura 6.6: Perfiles longitudinales de talweg de quebradas o ríos principales de Robinson Crusoe. Escala vertical está exagerada y no es la misma para todos los perfiles. Flechas indican posibles y pequeños *knickpoints*. Las trazas de los perfiles se muestran en la Figura 6.5.

Se distinguen varios *knickpoints* pequeños (<100 km de altura). Las cuencas Pesca de los Viejos, Piedra Agujereada, Corrales de Molina, Juanango, Villagra y El Gualpon presentan un *knickpoint* al final que representa el acantilado actual en el que desembocan.

De los lugares de los *knickpoints*, utilizando el mapa geomorfológico (Figura 2.10), imágenes aéreas (Figura 2.6) y observaciones de terreno, se desprende:

Los perfiles de Piedra de los Viejos y Piedra Agujereada parecen ser los de menor desarrollo y presentan varias secciones con escaleras. Los *knickpoints* superiores (Figura 6.5 y Tabla 6.3) están en zonas boscosas y algunos están en zonas de confluencia entre afluentes. Los más bajos (desde los 237 m s. n. m. de Piedra Agujereada) ya no se encuentran en el bosque montano y están en zonas con lavas de la SBP y de deslizamientos recientes.

El perfil de Puerto Francés se presenta convexo en la parte más alta y lineal desde los 200 m s. n. m. El quiebre en el sector convexo se encuentra también en el bosque montano y en zonas con deslizamientos recientes. El punto de quiebre que se observa en el perfil puede responder a que, en este punto, el río sale del bosque e ingresa a las zonas que presentan mucha alteración, desarrollo de suelo y depósitos de remoción en masa que suavizan su pendiente. En esta cuenca, se observa una pequeña cascada métrica que se da por cambio litológico, de lavas de la fase volcánica rejuvenecida sobre depósitos de conglomerados antiguos (Figura 6.7.A).

En El Pangal, el cambio de pendiente se debe a un cambio litológico, el paso de un escarpe de lavas a depósitos de erosión (abundantes conglomerados y brechas). A los 45 m s. n. m. el relieve se presenta el suelo se inestable.

En Piedra con Letras, el *knickpoint* cercano a los 450 m s. n. m. podría responder a cambios litológicos, en la imagen aérea es posible distinguir estructuras que podrían corresponder a diques. Más abajo, a los 100 m s. n. m., se distingue una confluencia de esteros.

En Paso de la Primera Agua, no se distingue el posible origen de los *knickpoints*, el superior (Tabla 6.3 y Figura 6.6), se encuentra dentro del bosque y el de los 260 m s. n. m., está inserto en un sector de deslizamientos recientes.

En Puerto Inglés, tampoco es posible determinar el origen de los *knickpoints*, el más bajo podría estar relacionado a la confluencia con un afluente y a la zona de deslizamientos donde está ubicado.

En Vaquería, el punto de quiebre puede representar el cambio litológico de un dominio de la unidad de lavas a un dominio aluvial. El *knickpoint* superior se encuentra en la salida del bosque al sector de fuerte alteración y erosión por manto. El *knickpoint* de los 106 m s. n. m. es litológico (Figura 6.7.A), donde se observa un flujo de lava, presuntamente de la SBP, sobre una unidad más antigua, que genera una cascada. Otras unidades (conglomerados o lavas) generan, en niveles inferiores, pequeños saltos verticales métricos en el río.

En Corrales de Molina, no se distingue ningún *knickpoint* ni quiebres tan abruptos en el perfil, salvo la llegada al acantilado. Tiene una pendiente promedio bastante alta.

La quebrada Villagra presenta dos *knickpoints*, pero no se distingue su origen. Están en zonas de deslizamientos y de erosión severa.

El Gualpon presenta un *knickpoint* litológico, debido a un escarpe en una pared de lavas en una zona de bosque montano. El *knickpoint* inferior podría ser por deslizamientos y el último corresponde al acantilado. Se distinguen otros más pequeños.

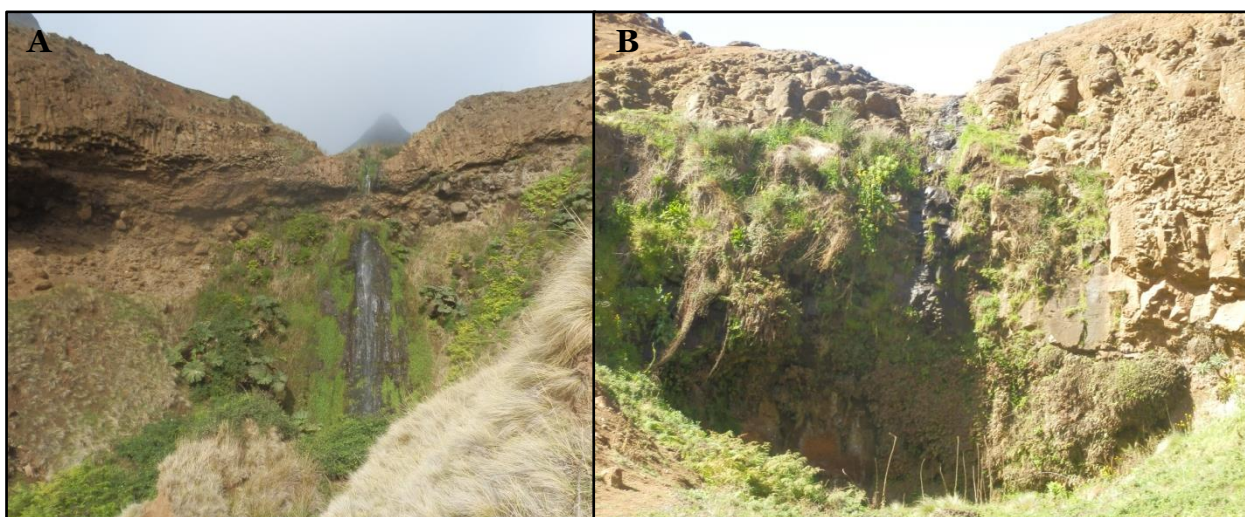


Figura 6.7: Fotografías de *knickpoints* pequeños debido a cambios litológicos. A) Vaquería. Flujo de lavas de la SBP sobre rocas más antiguas que forman una cascada; B) Puerto Francés. Flujos de lavas de la SBP sobre conglomerados. Este caso no se presenta en los perfiles de talweg.

Juanango no presenta *knickpoints* y sus quiebres en la pendiente representan la evolución de la misma unidad volcánica. El quiebre inferior corresponde a un escarpe de deslizamiento que llega al mar.

Tabla 6.3: Altura de los *knickpoints* y quiebres en la pendiente con respecto al nivel del mar, de los esteros, ríos o cuencas principales de Robinson Crusoe.

Nº	Cuenca	Pendiente Media [°]	Pendiente Mínima [°]	Pendiente Máxima [°]	Altura quiebres [m s.n.m.]	Altura <i>knickpoints</i> [m s.n.m.]
1	Pto. Francés	12,5	1	43	223	498
2	Pesca de Los Viejos	13,5	0	38	150	316 362
3	Piedra Agujereada	12,5	0	47	-	88 117 237 325 509
4	El Pangal	21	3	48	188 540	45
5	Piedra con Letras	11,8	1	42	-	107 447
6	Paso de la Primera Agua	15,1	1	41	-	260 327
7	Puerto Inglés	12	0	45	234	27 96 106 274
8	Vaquería	13,7	1	46	287	188
9	Corrales de Molina	19,3	3	43	85 340	-
10	Villagra	17,5	1	59	-	119 366
11	El Gualpon	19,5	2	63	336	80 273
12	Juanango	23,5	9	45	117 312	-

No se distingue correlación entre las alturas de los *knickpoints* ni de los quiebres.

6.3 EROSIÓN COSTERA Y ACANTILADOS

La erosión costera por abrasión marina y retroceso del acantilado por deslizamientos se hace evidente en varios sectores de la isla. En la Figura 6.8 se muestran fotografías de diferentes acantilados costeros de la isla Robinson Crusoe y Santa Clara.

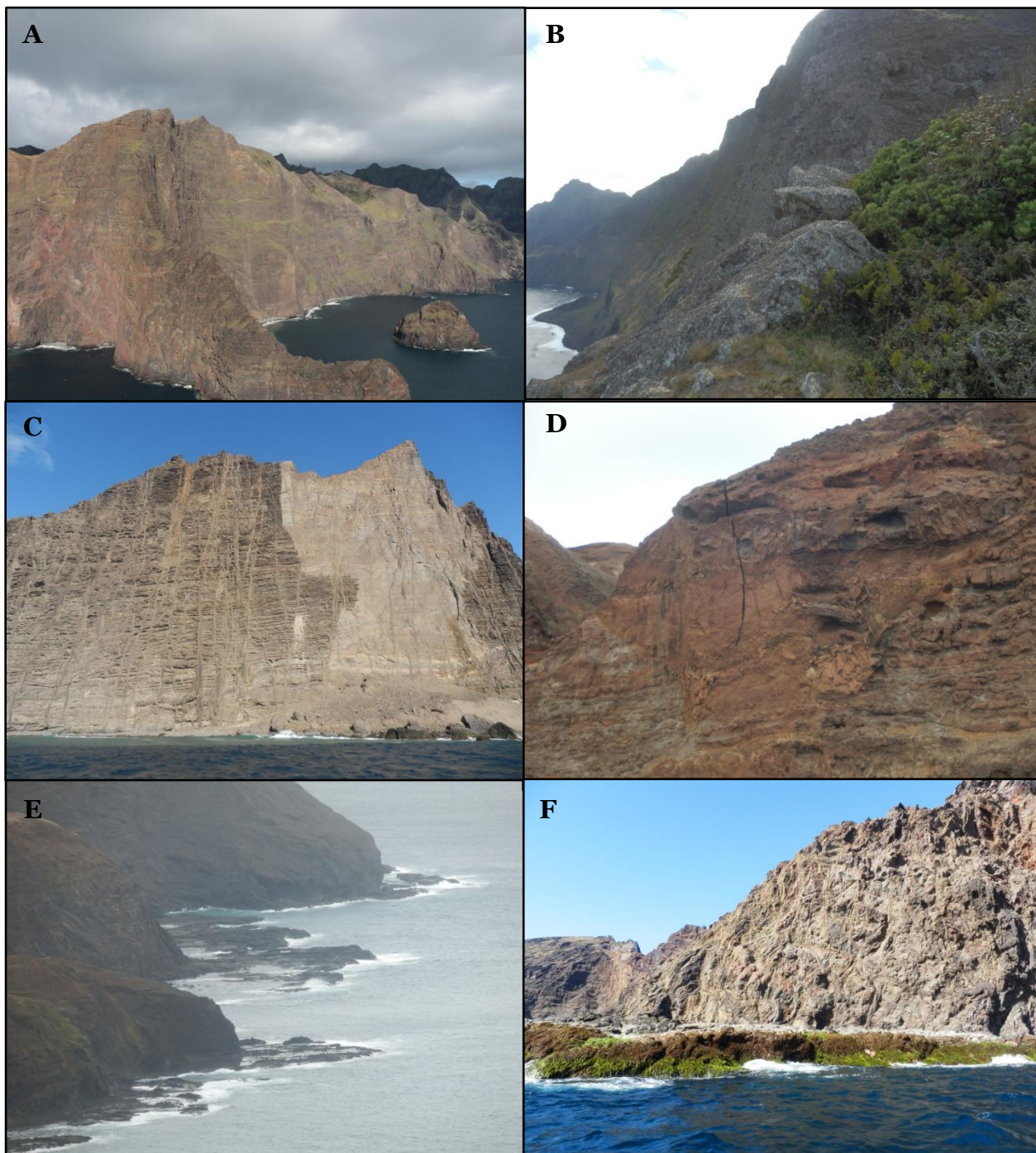


Figura 6.8: Morfologías producto de la erosión por las olas. A) Acantilados tras Vaquería e islote Juanango (fotografía de Javier Reyes); B) Acantilado suroeste de la isla (fotografía desde quebrada La Piña). Se distingue un depósito de remoción en masa; C) Depósitos de desprendimiento de rocas en acantilado norte; D) Grieta en Piedra Agujereada, en depósitos de la SBP; E) Pequeñas plataformas irregulares en el sector de los ramplones; F) Plataforma de abrasión marina en Santa Clara.

En la Figura 6.8.A se muestra el acantilado tras la cuenca Vaquería, los límites noreste y sureste de la cuenca, y el islote Juanango. Ambos acantilados son muy empinados, subverticales, con pendientes 60° - 80° y, localmente, la pendiente puede ser mayor. Tiene una altura desde los 80 m, hacia la salida de la cuenca, hasta los 460 m, en los sectores más altos. La Figura 6.8.C muestra un depósito de un desprendimiento con caída de roca en el acantilado NNW de la misma cuenca.

En la fotografía de la Figura 6.8.B, se muestra el acantilado activo tras la cuenca Puerto Francés. Es, también, empinado, pero algo menos vertical que el de Vaquería. Varía de 50° a 75° , con un perfil más convexo hacia el mar –arriba más empinado y hacia abajo, de menor ángulo–. Sin embargo, en sectores, cerca de los 100 y 200 m s. n. m., existe un quiebre en la pendiente y el acantilado se torna nuevamente subvertical, con pendientes de 70° o más. Se distinguen una serie de depósitos producto del desmoronamiento del acantilado, que pueden ser producto de avalanchas de detritos. Estos depósitos existen tras la quebrada de El Pangal, Puerto Francés y la playa del Verdugo¹ (sector más al sur de la parte este de la isla).

En la Figura 6.8.D, se distingue una grieta –posiblemente de tensión– de un futuro desprendimiento. Esto, en la parte noroeste de la cuenca Piedra Agujereada y a diferencia de lo anterior, corresponde a un bloque de la unidad del volcanismo rejuvenecido, que se presenta rellenando un paleovalle. La presencia de tobas en la sucesión volcánica, la hace ser menos competente por lo que se facilita su remoción.

Las Figuras 6.8.E y 6.8.F muestran pequeñas terrazas de abrasión marina actuales, la primera en las costas suroeste del cerro El Yunque, en el sector de los ramplones, y la segunda, en el extremo norte de la isla Santa Clara. Este tipo de erosión se encuentra solo localmente en la isla, en otros sectores se distinguen pequeñísimas playas de bloques (de muy alta energía). En el sector de los ramplones (cuenca Villagra) los acantilados son más pequeños, entre 50 y 70 m s. n. m. y con pendientes de 40° - 60° .

6.4 INDICADORES DE ALZAMIENTO

En la isla se han encontrado pocos depósitos submarinos, que podrían o no indicar alzamiento. Estos son un afloramiento de *pillow lavas*, eolianitas con fósiles marinos y depósitos de arenas eólicas bioclásticas (Sepúlveda San Martín, 2013). Existe el dilema, actualmente, si es que la Sucesión Punta Larga, representa una unidad submarina o no.

6.4.1 *PILLOW LAVAS*

En la cuenca El Pangal existe un afloramiento de *pillow lavas* (Figura 6.9), de al menos 4 m de espesor. La altitud máxima encontrada para el afloramiento es de 60 m s. n. m. Su edad no está clara, sin embargo, sus datos geoquímicos indicarían similitud con aquellos de lavas de la Sucesión Puerto Inglés (Reyes Vizcarra, comunicación personal, abril 2014). Aun así, el afloramiento no presenta continuidad lateral visible con lavas de

los flancos de la quebrada. El límite superior del afloramiento está en discordancia por erosión con una serie de depósitos aluviales, algunos de ellos aún no consolidados.

En la fotografía de la Figura 6.9.A, se distinguen las almohadillas con sus respectivos bordes de oxidación. En la Figura 6.9.B, se muestra una sola almohadilla con su núcleo y borde de reacción.

Las interpretaciones del depósito se describen en la Sección 7.3.2.

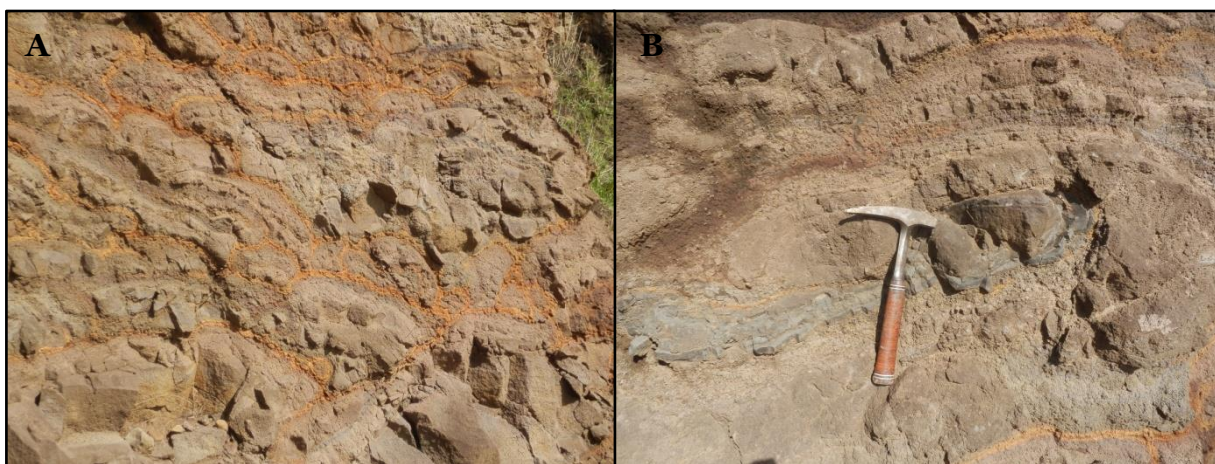


Figura 6.9: *Pillow lavas* en cuenca El Pangal. A) Afloramiento con notorios bordes de oxidación entre almohadillas; B) una almohadilla con su núcleo y borde de oxidación.

6.4.2 SEDIMENTOS MARINOS Y DEPÓSITOS DE PLAYA

En el sector El Puente y alrededores del aeródromo (Figura 6.10), en la isla Robinson Crusoe, existen depósitos marinos holocenos: arenas bioclásticas ricas en fragmentos líticos volcánicos (bioclastos marinos > 50%), formadas en niveles mareales de playas y en presencia de clastos producto de la erosión y meteorización de las unidades volcánicas adyacentes. Por sus características granulométricas y estructuras sedimentarias presentes, se infiere que fueron depositadas por acción eólica en facies de dunas (Sepúlveda San Martín, 2013).

Actualmente, estas arenas se encuentran como: (1) eolianitas (Sepúlveda San Martín, 2013), previamente consideradas dunas estabilizadas e inactivas (Morales Van de Wyngard, 1987) de la Formación Bahía Tierra Blanca (Figuras 2.9.C y 6.10.C) y (2) depósitos de dunas activas (arenas eólicas activas). Estas últimas, podrían provenir del sector El Puente (Figura 6.10.A), por procesos de deflación del lugar, provocando un avance de las arenas hacia el noreste, depositándose en planicies y sobre la ladera suroeste de algunos cerros (Sepúlveda San Martín, 2013). De ser así, estos últimos depósitos no serían un indicador de alzamiento directo.

Las eolianitas se encuentran a 70 m s. n. m. aprox. y sin conexión aparente con el suministro calcáreo marino. Presentan gasterópodos marinos (ej.: *Nerita* sp., de 8320 años) y terrestres (ej.: *Succinea* sp., de 5500 años y *Fernandezia* sp.), además de

moluscos, braquiópodos, algas, foraminíferos, equinodermos, briozoos y, localmente, rizocreciones y bioturbación (Sepúlveda San Martín, 2013).

Existen, también, capas como costras carbonatadas tipo calcreta (Figura 6.10.B) que se forman por precipitación química de carbonatos. Sepúlveda San Martín (2013) postula que la precipitación sería en periodos secos y cuyo posible suministro serían las arenas bioclásticas de las eolianitas.

Las tasas estimadas de alzamiento por Sepúlveda San Martín (2013), mecanismo más probable para tener estos depósitos a tal altura, son de $\sim 2,4$ mm/año. Sin embargo, una reestimación de las edades de la altura con DGPS y MSD, dan valores cercanos a 70 m s. n. m. por lo que, asumiendo lo mismo considerado por Sepúlveda San Martín (2013), serían del orden de los 6 mm/año. Sin embargo, aun no se tiene claridad sobre el proceso capaz de producir un alzamiento así en la isla.

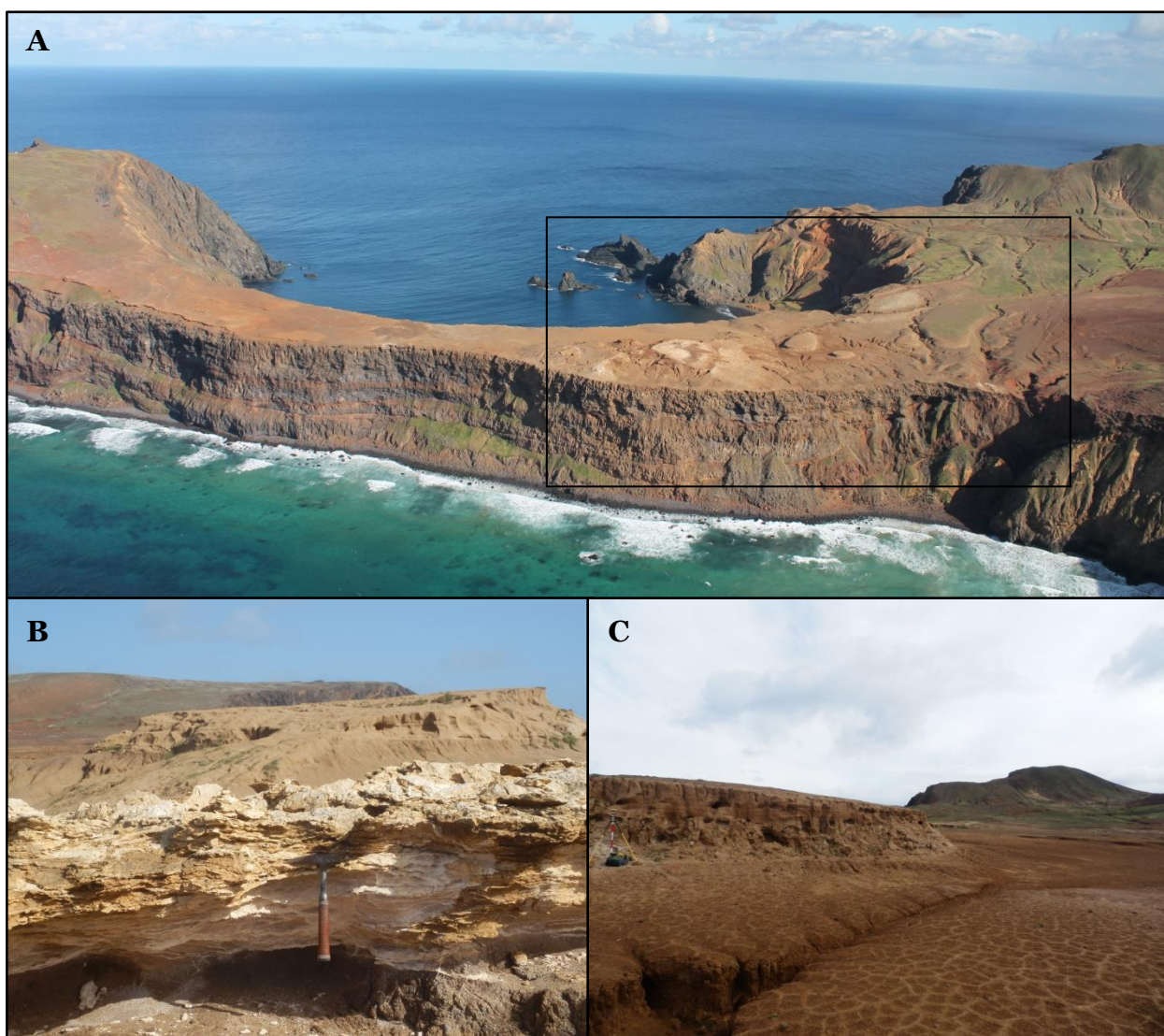


Figura 6.10: Depósitos y sedimentos marinos y/o costeros. A) Eolianitas bioclásticas, con presencia de fósiles marinos y costeros, en sector El Puente (recuadro) (fotografía de Javier Reyes); B) Calcreta (primer plano) bajo eolianita (atrás); C) Depósitos piroclásticos con grietas de desecación (nivel inferior) y estratos de arenas bioclásticas en eolianita (izquierda).

7. DISCUSIONES

7.1 LIMITACIONES DEL ESTUDIO

Las limitaciones se deben, principalmente, a la calidad de los modelos digitales utilizados para hacer interpretaciones y calcular parámetros morfométricos. Estos pueden tener errores sistemáticos, de artefacto y ruido, que son típicos de los modelos de elevación digital.

La batimetría GEBCO presenta varios de los errores nombrados, en parte debido a la baja resolución, al modelo de interpolación para la formación de la grilla y por el método de determinación de profundidades, mediante altimetría satelital (v11.1) y anomalía magnética (v16.1 de Sandwell y Smith).

Posibles errores asociados pueden ser: la visualización de zonas hundidas o elevaciones que no existan en la realidad; la no aparición de relieves positivos que pueden ser montes submarinos menores, depósitos de gran envergadura (por ej.: de avalanchas), estructuras o lineamientos útiles en el estudio de montes submarinos; la visualización de estructuras tipo *rift zone* que en la realidad sean dos montes separados (Vogt y Smoot, 1984) o viceversa; entre otras.

A su vez, esto puede llevar a errores en las estimaciones de pendientes y profundidades, como se observa claramente en las pendientes de los montes Friday y Domingo, donde existen variaciones de 8° a 16° para las pendientes altas y más de 1000 m de sobreestimación de la profundidad. Esto también se observa para RC, donde las pendientes altas promedio difieren en más de 5°. La tendencia parece ser una subestimación de las pendientes.

Dados los errores de información de profundidad, también es posible cometer errores en la estimación, por ejemplo, de la profundidad del *shelf break*, como se da en el caso de RC. Sin embargo, para este caso, el valor obtenido es consistente con la profundidad de la terraza del *plateau* más extensa, por lo que, aunque el valor de profundidad de quiebre no es correcto, sí permite obtener una buena aproximación de la plataforma. Errores sobre las profundidades de esta batimetría (gebco_08) se han reportado por Marks *et al.* (2010). Además, las morfologías se ven muy suavizadas debido a las interpolaciones y ausencia de datos de sondeo, pero se sabe que los montes son, en general, rugosos y presentan contornos crenulados debido a la presencia de canales submarinos, lo que es imposible de visualizar con la resolución de la batimetría.

Con lo anterior, se acepta que la información obtenida con esta batimetría no es del todo confiable ni precisa, pero aun así, permite obtener un buen análisis de primer orden de las morfologías presentes.

Por su parte, datos obtenidos por el SHOA, en algunas de sus batimetrías, muestran datos anómalos, que no parecieran ser acordes a la realidad y que pueden mostrar

algunas anomalías en el modelo multi-resolución. Estas no se toman en cuenta en el análisis general.

Se comparan las batimetrías de alta resolución con las de baja resolución. Se tienen, localmente, diferencias de hasta 1200 m. En particular, en la franja N-S de alta resolución, la batimetría de baja resolución pareciera sobreestimar profundidades hacia el norte y subestimarlas hacia el sur. En el *plateau*, los valores no difieren en más de 100 m, salvo en las cercanías al *shelf break*. A grandes rasgos, la batimetría de baja resolución pareciera tener un comportamiento consistente con la realidad, con algunas inconsistencias locales importantes (ej.: agujeros inexistentes). Dado que cerca de un 90% de la batimetría es de baja resolución, las estimaciones de área y volumen pueden no ser precisas, pero si resultan aceptables.

No obstante, para reducir estas limitaciones y realizar un análisis más completo y fidedigno del estudio de morfologías submarinas, se hacen necesarias batimetrías de alta resolución más extensas, pues permitirían identificar y trazar mejor los límites de las estructuras. También, información sísmica sería útil –tanto como para el estudio submarino como subaéreo–, pues permite definir distintas capas, litologías y límites de los depósitos presentes, además, información gravimétrica y magnética de mejor resolución, permitirían detectar flexura litosférica e identificar dominios, lineamientos y fracturas, respectivamente.

Por otro lado, como ya se mencionó, el MSD utilizado (DIFROL-ASTRIUM) pareciera subestimar las alturas en algunos sectores, principalmente en zonas más altas. Además, este presenta las limitaciones típicas de este tipo de modelo, donde no se obtiene, en todas partes, la elevación del terreno real pues las zonas pobladas y boscosas no han sido removidas del modelo. Por lo anterior, se modifican los perfiles longitudinales de los ríos y muestran, en partes, un relieve irreal. Esta tendencia es esperada, en particular para el caso estudiado, en zonas de bosque montano donde los árboles alcanzan más de 25 m de altura (Greimler *et al.*, 2002). Se propone, para mejorar el análisis subaéreo, aumentar la precisión del modelo y corregirlo para análisis geomorfométricos como proponen, por ejemplo, Reuter *et al.* (2009).

7.1.1 CONSIDERACIONES

Dada la gran cantidad de cálculos realizados, se hace necesario discutir las decisiones tomadas en la definición y cálculo de algunos parámetros.

7.1.1.1 VOLUMEN DE MONTES SUBMARINOS

Las estimaciones consideran un área máxima y, por ende, se obtiene un volumen máximo. Esta área no solo considera el edificio volcánico actual, sino que también el volumen de las pendientes bajas, donde se encuentran los productos de la erosión del volcán, como posibles depósitos de avalanchas, corrientes de turbidez y remociones en masa en general, además de la probable presencia de sedimentos epiclásticos, pelágicos,

bioclásticos (sobre la profundidad de compensación de la calcita), como también cenizas producto de probables erupciones más explosivas ocurridas en aguas superficiales. Estos podrían estar rellenando fosas (*moat*) en caso de que las hubiese.

Hay que considerar, además, posibles cambios de densidad de las rocas, como la meteorización de los basaltos a arcillas (Vogt y Smoot, 1984), desde lavas a productos de la erosión. Pese a lo anterior, todo el material presente, salvo los sedimentos pelágicos – cuya presencia es poca en esta parte del océano (Whittaker *et al.*, 2013)– y sedimentos biológicos marinos costeros, proviene del edificio volcánico. Aun así, puede haber ciertos depósitos de volcanes aledaños, como ocurre en La Gomera –en las islas Canarias–, donde grandes remociones recorren varios kilómetros desde el lugar donde se originan (Llanes *et al.*, 2009).

Por último, para volcanes grandes y volumétricos, puede ocurrir flexura litósfera por sobrecarga, por lo que podría haber material efectivamente extruido que se encuentre bajo la profundidad típica del fondo oceánico en el sector, lo que al contrario de lo anterior, subestimaría el valor calculado.

7.1.1.2 EDAD MÁXIMA DEL PLATEAU

La estimación se obtiene de supuestas tasas de erupción en la fase subaérea, que se asumen constantes, aun cuando no lo son (Ramalho *et al.*, 2013), para obtener un máximo. No considera cambios verticales en la isla o cambios eustáticos (que fueron bajos en el periodo 5-4 Ma (Miller *et al.*, 2005)) que pudieran afectar en el proceso de formación del edificio volcánico en la etapa de cambio de volcanismo submarino a subaéreo, una vez que la erosión comenzó a ser efectiva.

Tasas estimadas para otros sectores de la isla (muestras de Puerto Inglés), son menores, dando una edad del *plateau* menor a los 4,1 Ma de lavas que, actualmente, están sobre el nivel del mar. En caso de que el *plateau* tuviera una edad cercana a los 5,2 Ma estimados de máximo, tendría que haber ocurrido volcanismo simultáneo en Robinson Crusoe y Alfa durante, al menos, 0,6 Ma. Pese a que lo anterior pudo o no haber ocurrido, se prefiere considerar que la edad del *plateau* estaría entre las dos estimadas y no cercanas a las extremas.

7.1.1.3 VOLUMEN TOTAL Y ALTURA MÁXIMA

La relación empírica de la Figura 4.1, utilizada para estimar el máximo topográfico de RC, presenta gran variabilidad de alturas, con más de 1000 m de diferencia entre algunas elevaciones, por lo que el dato obtenido presenta bastante error, que no se considera en el resto de los cálculos.

Para el volumen se estima una forma subcónica, lo que posiblemente no fue así. La presencia de una zona de *rift* y la forma que tiene el *plateau* sugieren que la forma original del volcán fue mucho más compleja. Además, posiblemente no hubo un solo centro eruptivo (Baker *et al.*, 1987) y, también, pueden haber ocurrido otros eventos

importantes al inicio de la actividad subaérea, que modificarían la forma volcán y generarían formas más irregulares de las islas, sugerido por el alto momento de inercia $MOI > 0.45$ de Robinson Crusoe (Mitchell, 1998). Adicionalmente, el volumen consideraría solo el volcanismo escudo y no los depósitos del volcanismo rejuvenecido que, pese a ser volumétricamente mucho menores, logran rellenar algunos valles formados durante la etapa erosiva. Sin embargo, la forma modelada del volcán presenta pendientes variables, con un promedio de 8° , lo que sería consistente con las pendientes de un volcán escudo tipo Hawaii que tiene pendientes de 6° a 12° (Ziegler, 2002).

7.1.1.4 VOLUMEN MÍNIMO ERODADO

La limitación principal es que se consideran las líneas divisorias de cuencas actuales, que podrían no representar las alturas iniciales de las cuencas tras más de 3 Ma de años de interacción con agentes erosivos. Sin embargo, el mayor problema se presenta en cuencas rellenas con depósitos del volcanismo rejuvenecido, primero porque algunas líneas divisorias de cuencas corresponden a lavas de la SBP (ej.: Piedra Agujereada) y segundo, porque la cantidad de relleno es variable y casi imposible de estimar. Si algunos valles se rellenaron casi totalmente por esta unidad, las tasas estarían subestimadas bastante porque solo se consideraría el volumen erodado de esta última fase erosiva (cerca a 1 Ma). Dado que en estas cuencas algunas de las divisorias de agua son del escudo y otras de lavas de volcanismo rejuvenecido, las tasas para el último millón de años no han sido posibles, tampoco, de estimar.

El otro caso con subestimaciones importantes corresponde a las cuencas que terminan en acantilado, donde el mar ha erodado bastante (ej.: Villagra y Chupones). La principal limitante aquí es que el área de la cuenca está muy reducida y las líneas divisorias seleccionadas para la interpolación no son las adecuadas, quedando una forma cóncava hacia el mar y de alta pendiente. Dado que no se ha obtenido un volumen realista para estas cuencas, los volúmenes y tasas de erosión para estas están muy subestimados.

7.2 DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ

7.2.1 DIFERENCIAS A LO LARGO DE LA CADENA VOLCÁNICA SUBMARINA

La cadena volcánica submarina de Juan Fernández, según análisis de batimetría GEBCO, estaría compuesta de once montes submarinos grandes, tres guyots, dos/tres islas y, al menos, cinco montes menores.

Esta se presenta con volcanismo episódico, con un rumbo noreste en el sector del complejo O'Higgins y $N80^\circ E$ en la franja continua en donde se encontraría actualmente el *hotspot*. El volumen total máximo de los edificios volcánicos de la dorsal es de 33×10^3 km³, lo que habría sido expulsado en cerca de 9,7 Ma (asumiendo un retaso de volcanismo máximo de 0,5 Ma entre monte y guyot O'Higgins (Yañez *et al.*, 2001) y

considerando la edad del guyot de Lara *et al.* (en prep.), Tabla 5.1). Lo anterior, daría tasas de 3402 km³/Ma. No obstante, se presenta un gap de volcanismo de 220 km.

Con las edades de g. O’Higgins, Alfa, RC y Selkirk de Lara *et al.* (en prep.) y asumiendo que el *hotspot* actualmente se encuentra en Domingo –tras estudios de Devey *et al.* (2000)– se deduce una progresión de edades en la cadena, pues velocidades obtenidas de 7,4 cm/año (considerando al g. O’Higgins en la regresión lineal) y de 6,7 cm/año (sin considerarlo) son consistentes con las estimaciones de velocidad de la placa de Nazca propuestas por otros autores, de 8,5 cm/año (DeMets *et al.*, 1990), 7,5 cm/año (Norabuena *et al.*, 1998) y 6,3 cm/año (Kendrick *et al.*, 2003) para las latitudes estudiadas.

La regresión lineal para la franja continua (que no incluye edad del g. O’Higgins) (Figura 7.1) asume que las edades elegidas son de lavas de la fase escudo y se obtiene de la relación entre las posiciones de las islas Alejandro Selkirk y Robinson Crusoe y del monte Alfa, con respecto al *hotspot*. La ecuación obtenida es, Ecuación (11):

$$E = 0,0151d - 0,2569 \quad (11),$$

donde E representa la edad en Ma y d la distancia en km al *hotspot*.

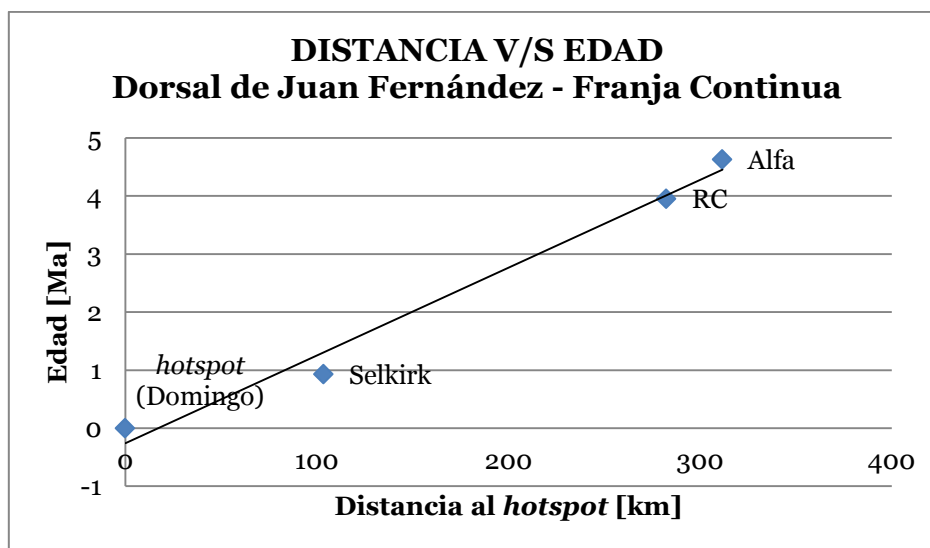


Figura 7.1: Progresión de edades en la franja continua de la dorsal de Juan Fernández. Gráfico de distancia al *hotspot* de los edificios volcánicos –con dataciones modernas– (puntos azules) versus la edad de estos. La ecuación de la recta se presenta en la Ecuación (11).

Considerando la progresión de edades y usando la Ecuación (11) se infieren edades de 6,7 Ma para el monte Gamma, el primer volcán importante de la franja continua, y de 5,4 Ma para Beta1. Suponiendo todo lo anteriormente mencionado y un volumen de 30,1 x 10³ km³ para esta franja continua, se obtienen tasas de efusión de 4490 km³/Ma para esta etapa de volcanismo.

7.2.2 EDIFICIOS VOLCÁNICOS

El monte más antiguo con registro se trata de Papudo, actualmente bajo las costas de Valparaíso, que se estima habría tenido un tamaño similar al guyot O'Higgins (Von Heune *et al.*, 1997). El monte y guyot O'Higgins tienen en total un volumen de 2900 km³. El monte representa de los montes más pequeños analizados y el guyot, si es que lo fuera, sería igualmente el más pequeño de ellos. Dado lo anterior, se tiene que la expresión de volcanismo en esta etapa eruptiva fue menor que en la segunda fase de la franja continua.

Los edificios volcánicos más grandes corresponden a RC, Selkirk, Alfa y Beta1. Lo que se evidencia en su expresión subaérea, como islas los dos primeros y con un visible *plateau*, los restantes, que representaría la terraza de abrasión marina formada previo a su subsidencia. Muestras de dragado de Alfa, con algunas gravas gruesas redondeadas, también sugieren la expresión subaérea de aquel guyot (Farley *et al.*, 1993). Por otro lado, Alfa y RC podrían estar, en parte, conectados (aunque la batimetría muestra varios artefactos en el sector). Esto podría ser como superposición de lavas en las fases submarinas o como depósitos de la erosión. No obstante, el periodo de formación de ambos edificios volcánicos es el más significativo hasta ahora, con casi 12 x 10³ km³ de volumen (36% de toda la cadena).

Beta1, Delta y el guyot O'Higgins no serían guyots según la definición propuesta por Smoot (1991) en su estudio de los montes submarinos del Pacífico norte (donde los llamaría *cuasi* guyots, por su altura y área del *plateau*). Dada la resolución de la batimetría y los posibles errores presentes, sobre todo en Delta, no se puede refutar esto. Sin embargo, si las profundidades mínimas determinadas fuesen correctas, o tuviesen menos de un 100% de diferencia, los montes efectivamente pudieron haber estado sobre el nivel de base de las olas (variable en -135 m desde el nivel actual, Bitanja *et al.* (2005)), asumiendo subsidencia para O'Higgins y Beta1. La cumbre principal del complejo volcánico Delta, no presenta una plataforma ni gran desarrollo de pendientes bajas (poca área), pero si baja profundidad mínima, por lo que queda en duda su actividad subaérea. Además, este pareciera representar a varios edificios independientes entre sí, razón por la que se considera un conjunto volcánico.

Los montes grandes (>1000 m) más pequeños son Xi, Épsilon, Fi, O'Higgins, Friday y Beta3. Como ya se mencionó, probablemente Friday y Domingo, por tener profundidades menores a lo calculado, tengan volúmenes significativamente mayores a los estimados.

Dado que la batimetría GEBCO solo identifica cuerpos de más de 1500 m de altura (Staudigel y Clague, 2010) no es posible determinar cuerpos que se encuentren en la etapa (1) y, probablemente, no todos los de la etapa (2) de evolución estructural de los montes submarinos propuestas por Staudigel y Clague (2010) (Figura 3.3). En caso de que las profundidades calculadas fuesen cercanas a la realidad, los montes O'Higgins, Beta2, Beta3, Épsilon, Xi, Friday y Domingo podrían encontrarse en la etapa (2). Cabe la

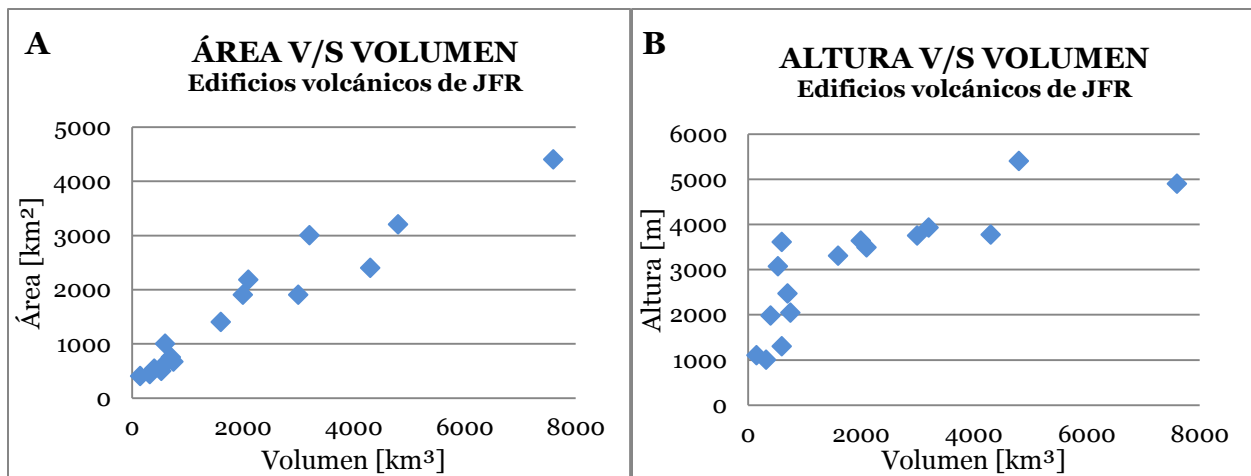


Figura 7.2: Tendencias evolutivas de los montes submarinos, guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández. A) Relación entre área y volumen; B) relación entre altura y volumen. Cada punto representa un edificio volcánico de los presentes en la Figura 5.1.

posibilidad de que Épsilon sea otro tipo de estructura (por ejemplo: un mega depósito de remoción en masa), dada su forma tan diferente al resto de los montes submarinos.

Se tiene una relación directamente proporcional del área determinada de las elevaciones con su volumen calculado (Figura 7.2.A), lo que resulta lógico debido a la génesis del volcán y a los supuestos considerados. Este aumento de área no es solo por la cantidad de material extruido pues, una vez que los volcanes llegan a aguas superficiales, existe un volcanismo más explosivo debido a las diferencias de presión (Mitchell *et al.*, 2012) que genera mayor cantidad de ceniza que se deposita en el cuerpo volcánico y en sus alrededores. Adicionalmente, cuando los edificios superan el nivel de las olas, comienzan la erosión y el volcanismo subáereo, deltas de lava suelen provocar deslizamientos debido a su fracturamiento (Ramalho *et al.*, 2013) y la incisión fluvial y erosión marina generan también remociones en masa y una mayor cantidad de sedimentos epiclásticos. Todos estos procesos ayudan a aumentar el área de las partes bajas del volcán, que son productos indirectos de volcanismo.

Por otro lado, la mayor variabilidad de alturas estaría en volúmenes inferiores a 1000 km³ (Figura 7.2.B) esto, posiblemente, provocado por la inexactitud e imprecisión de la fuente de los datos. De no ser así, podría relacionarse con los fenómenos de intrusión de magma involucrados y las remociones durante el crecimiento del edificio volcánico. No obstante, la tendencia es a aumentar la altura con el aumento de volumen, lo que cambia totalmente para guyots e islas, provocado por los procesos erosivos explicados anteriormente. Además, la subsidencia por carga y flexura de la litósfera afectarían a las interpretaciones debido al método considerado para cálculo de volumen (volumen desde la profundidad promedio del piso oceánico local).

Una observación importante son las morfologías o elongación que muestran los edificios volcánicos más grandes. Justamente aquellos de mayor volumen, RC, Selkirk, Beta1, Alfa y Delta son los que presentan formas más irregulares y, en partes, son alargados, que es consistente con la secuencia evolutiva planteada por Vogt y Smoot

- **~5 Ma:** el nivel promedio estaba levemente más bajo del actual, con fluctuaciones de -50 a +20 m.
- **4,6-3,8 Ma:** las fluctuaciones fueron de -30 a +20 m en relación al nivel del mar actual.
- **<3 Ma:** el nivel del mar promedio es menor al nivel actual y con oscilaciones mucho mayores, que se acentúan desde el Pleistoceno Medio con las mayores variaciones, que van de -135 m del nivel actual hasta +20 m.

Se estima la subsidencia mínima para las islas y guyots, considerando el caso menos profundo de los datos de la Tabla 5.3, y de la Tabla 5.4 para RC, y considerando el mínimo nivel del mar durante el periodo de formación del edificio volcánico –en general, máximos glaciales– (Figura 7.3). Sin embargo, la formación de la terraza no necesariamente debería coincidir con el periodo de mínimo nivel del mar, por lo que la subsidencia podría estar decenas de metros subestimada.

Tabla 7.1: Datos de subsidencia de guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández. Subsidencia mínima se estima a partir de la mínima profundidad del *shelf break* (Tabla 5.3 y Tabla 5.4) y nivel más bajo del nivel del mar en el periodo de formación subaérea del volcán. Las tasas se obtienen de la subsidencia mínima y de la edad del volcán. La estimación de subsidencia debido al enfriamiento de la litósfera se obtiene de la diferencia de profundidad de la litósfera, desde la edad de emplazamiento y hasta la edad actual, según $d(t) = 5.651 - 2.473e^{-0.0278t}$ (d = profundidad km y t edad en Ma (Stein y Stein, 1992)). Esta se estima, también, considerando rejuvenecimiento termal de 40% de la edad (Epp, 1984). Paréntesis en Selkirk consideran promedio de profundidad del *shelf break*.

Guyot/Isla	Subsidencia mínima [m]	Tasas de subsidencia mínimas [m/Ma]	Subsidencia enfriamiento placa [m]	Subsidencia por enfriamiento placa, reseteo termal [m]
g. O'Higgins	380	40	260	412
Beta1	400	70	169	259
Alfa	340	74	146	224
RC	390	85	129	199
Selkirk	0 (50)	0 (54)	29	47

De la Tabla 7.1 se deduce que tuvo que ocurrir subsidencia en la dorsal. Esta es variable entre los edificios volcánicos pero es mayor a 300 m para todos, exceptuando a Selkirk, el más cercano a *hotspot*.

Llama la atención que el guyot O'Higgins no presentaría una subsidencia significativamente mayor al resto de los edificios, no obstante, el nivel del mar promedio, cuando se formó, fue más alto que en la actualidad (Miller *et al.*, 2005). También, presenta una capa de sedimentos importante que reduciría la profundidad real del *shelf break*. Además, su profundidad de *shelf break* podría ser bastante mayor a la estimada.

Para el guyot O'Higgins se reporta flexura litosférica por sobrecarga (Kopp *et al.*, 2004; Sepúlveda Lema, 2013), fenómeno que produce subsidencia (McNutt *et al.*, 1974; Walcott, 1970; Watts y ten Brick, 1989). Dado que el g. O'Higgins es el menor

volumétricamente de los guyots, se infiere que el resto de estos, además de las islas, probablemente, generaron flexura en la litósfera y, con ello, subsidencia por isostasia. Sin embargo, pueden existir variaciones debido a las diferencias en la edad de la corteza donde se emplazan (variable en casi 3 Ma con respecto a O'Higgins, Tabla 2.1). La hipótesis de flexura litosférica es apoyada por las anomalías negativas de la gravimetría de aire libre de Sandwell y Smith (1997) v18.1, que se observan a lo largo de los flancos de la franja continua de la dorsal (Sepúlveda Lema, 2013).

El enfriamiento de la litósfera con la edad también genera subsidencia (Parsons y Sclater, 1977; Detrick y Crough, 1978). Existen distintos modelos de variación de la profundidad de la corteza con la edad y estos no suelen tener grandes variaciones para cortezas jóvenes. Stein y Stein (1992) hacen una comparación con datos de otras placas y la curva que proponen se ajusta bastante bien para edades de la corteza menores a 70 Ma. Con esta curva y los datos de la Tabla 5.1, se obtiene una estimación de la subsidencia debido a este mecanismo (Tabla 7.1). Además, se incluye la subsidencia provocada si se asume un reseteo termal de un 40% de la edad de la corteza cuando es emplazado el monte submarino, propuesto por Epp (1984) (Vogt y Smoot, 1984).

El *hotspot swell* (Menard, 1973; Detrick y Crough, 1978; Stein y Stein, 1992) también puede provocar subsidencia debido al alejamiento del edificio con respecto a la anomalía termal provocada por el *hotspot*, que mantiene la zona alzada con respecto al nivel normal de la litósfera. Crough (1983) postula un *swell* entre 400-600 m de altura para el *hotspot* de Juan Fernández. Este valor resulta bastante alto pues, asumiendo que el g. O'Higgins ya se alejó lo suficiente del *swell*, la subsidencia que este guyot evidencia no sería suficiente para explicar todo este proceso (los, al menos, 400 m), más la subsidencia por enfriamiento de la placa (~400 m) y más la subsidencia por ajuste isostático debido a la flexura litosférica.

Las tasas de subsidencia totales estimadas (de 40 a 85 m/Ma) incluyen diversos procesos de subsidencia y son imprecisas debido al método de obtención de profundidad del *shelf break* (Sección 7.1). Además, las tasas no tendrían por qué ser constantes y, si es que hay subsidencia por flexura litosférica, que es mucho más rápida y corta que los otros fenómenos de subsidencia, estaría incluido este fenómeno en estas tasas, por lo que tasas de subsidencia actuales serían menores a las estimadas. Estas, también podrían estar subestimadas si es que las islas presentan algún fenómeno de alzamiento.

El estudio geofísico de este *hotspot* está muy poco desarrollado y aún no se llega a un consenso sobre su origen, por lo que son necesarios estudios adicionales para comprender los procesos que controlan los movimientos verticales y entender el aporte de cada mecanismo de subsidencia por sí mismo. Aun así, existe notable evidencia de una importante subsidencia en la cadena volcánica.

7.3 RC Y ROBINSON CRUSOE

7.3.1 INTERPRETACIÓN DE MORFOLOGÍAS

En la Sección 5.2.5 se describen las morfologías observadas en el edificio volcánico. A continuación, se discuten las características y las interpretaciones derivadas de estas.

7.3.1.1 MORFOLOGÍAS

La idea de que lo que se observa hacia el norte de RC sea un *rift zone* (Figuras 5.10 y 5.11.A) es consistente con la orientación de diques cercana a N-S en el sector al oeste del cerro El Yunque, en Bahía Villagra (Orozco Lanfranco, comunicación personal, febrero 2014), misma orientación que se observa para la estructura. A sí mismo, en las partes bajas en el sector, se observan zonas de mucha alteración (Figura 6.4.B) y gran densidad de diques, orientados, al oeste, y sinuosos, al este de la bahía. Además, la presencia de zonas de *rift* ha sido reconocida en gran parte de las islas oceánicas y guyots de gran tamaño (Vogt y Smoot, 1984; Mitchell, 2001; Schmincke, 2004). No se descarta la presencia de otros *rift zone*, dado que pareciera ser un mecanismo más eficiente de ascenso de magma, en edificios grandes, que ascender verticalmente (Mitchell, 2001). Adicionalmente, la forma del *plateau* sugiere estructuras de gran magnitud que cambian la supuesta forma subcónica del volcán (ej.: grandes cicatrices de remociones en masa, *rift zone*, etc.).

Con esto, la cicatriz que se observa al este de la zona de *rift* podría responder a los planos de debilidad de estas y a las mayores pendientes que desarrollan estas estructuras (perfil 6, Figura 5.4 y Figura 5.11.B).

Las pendientes de los flancos son, en general, más altas hacia el sur, máximas en el flanco este del *rift zone* y menores en el eje de este. Pendientes más empinadas en los flancos del *rift zone* son consistentes con la forma de estas estructuras en otros edificios volcánicos estudiados (Carracedo *et al.*, 1993).

El *shelf break* pareciera estar levemente más profundo y de profundidad constante en la zona sur del edificio, con un quiebre de pendiente, pero sin un *plateau* muy visible. Hacia el norte, en el *rift zone*, la profundidad del quiebre se muestra más variable, pero muy evidente (Tabla 5.4). Esto sugiere que la erosión por oleaje pudo ser más efectiva, en sus comienzos, en el norte, posiblemente vinculado a una mayor área expuesta a las olas, o que ocurrieron fenómenos locales de alzamiento/subsidencia o *tilting* en el sector.

Por otro lado, el cañón submarino presente se relaciona con los ríos provenientes de Bahía Cumberland en Robinson Crusoe, dado que se observa una continuidad en planta entre ambos (Figura 5.10). El perfil de talweg que une un río en el sector de Paso de la Primera Agua (Bahía Cumberland) con el canal que se transforma en cañón a ~2 km de las costas, no muestra cambios de pendientes significativos (Figura 7.4), lo que apoyaría la hipótesis de continuidad. El cambio de orientación que se observa en el cañón

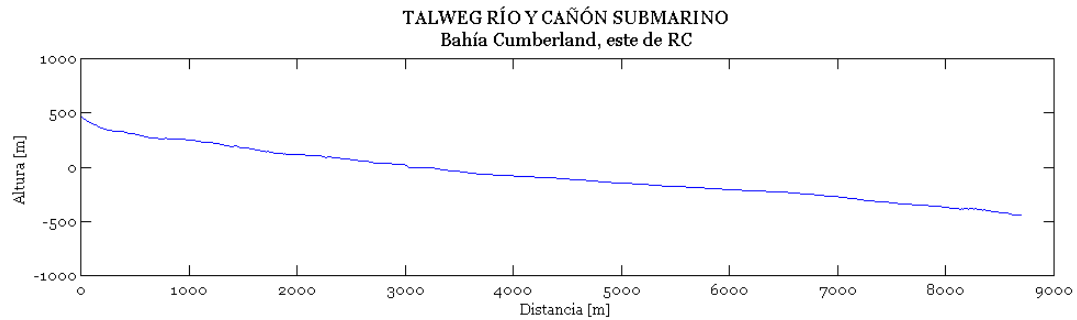


Figura 7.4: Perfil longitudinal del río desde Paso de la Primera Agua hasta el cañón submarino Cumberland, al este de la bahía homónima.

(orientación NNE hacia el *shelf break*) podría corresponder a un cambio en la orientación del valle con el tiempo. Por su parte, el canal al norte de este (Figuras 5.6.B, 5.10, 5.11.C) habría tenido continuidad con ríos de Puerto Inglés, pero menor poder de incisión. Entre el valle y el canal de Puerto Inglés, se observan unas morfologías en forma de ‘U’ en planta, cóncavas hacia el este (Figura 5.7), que representarían la erosión provocada por los flujos desde la isla durante o después de la formación de la plataforma.

Las diferencias de los canales entre norte, este y sur, podría responder a las distintas estructuras erodadas. No obstante, se hace necesario un estudio de las remociones en masa del edificio volcánico pues tienen un rol importante en la evolución de los relieves, en particular, porque son las que, finalmente, llegan o se forman en el *shelf break*, viajan por los canales y llegan a las zonas más profundas.

Sobre los relieves positivos observados en la plataforma, están aquellos que parecen morfologías volcánicas, aquellos que parecen bloques y los indiferenciados, que no se logra distinguir que podrían ser.

De los primeros, como se ha dicho, su forma cónica, área y alineación sugieren un origen volcánico (Figura 5.11.E). Sin embargo, su altura y forma más suavizada indicarían que sufrieron algún proceso de erosión. Estas morfologías podrían corresponder a:

- a) Estructuras del volcanismo de escudo con mayor resistencia a la abrasión y, dado que se formaron en una terraza de abrasión poco efectiva (entre la primera y segunda terraza), lograron sobrevivir.
- b) Morfologías del volcanismo rejuvenecido que pudieron formarse subaérea o submarinamente, justo en la etapa de erosión de la plataforma y resistieron a la erosión.
- c) Morfologías volcánicas que se formaron posterior a la formación de la terraza.

Los bloques (Figura 5.11.D), dada su localización y distribución, corresponderían a grandes bloques y detritos producto de remociones en masa de gran envergadura y que el mar aún no los arrastra hacia el *shelf break*. Podría darse el caso de que su gran

tamaño se debiese a interpolaciones de la batimetría, que uniera, por ejemplo, conjuntos de bloques de menor tamaño. Si son efectivamente conjuntos de detrito, se esperaría encontrar más de estos bloques alrededor de la isla. De las batimetrías analizadas, estos podrían encontrarse al sur y sureste de Bahía del Padre (Figura 5.13.B). No se puede descartar aún un origen volcánico de estas estructuras pero parece menos probable.

Existen distintos tipos de relieves indiferenciados:

- a) Relieves subcónicos en los flancos del volcán:** se encuentran en los flancos sur (Figura 5.9 y 5.11.F) y norte del volcán. Podrían corresponder a conos volcánicos que están cubiertos por sedimentos o depósitos de remociones en masa, o ser grandes depósitos de alguna remoción en masa importante. En el *rift zone*, es más probable que sean estructuras volcánicas.
- b) Relieves irregulares en la plataforma insular:** se distinguen localmente en sectores a distintas profundidades (Figura 5.13 y 5.14). Estos podrían corresponder a facies subaéreas dada su textura irregular (Ramalho *et al.*, 2013) y que fueron más resistentes a la erosión. No se descarta que haya flujos de lava posteriores a la formación a la terraza. Por su parte, las morfologías orientadas en el sector entre Robinson Crusoe y Santa Clara (Figura 5.12) podrían corresponder a enjambres de diques más resistentes a la erosión.
- c) Relieves de flujo:** presentan relieve bulboso (Figura 5.11.A), característica a la que Ramalho *et al.* (2013) sugieren de plataformas costeras que se forman sobre *pillow lavas*, debido al contraste reológico entre la hialoclastita y estas. Además, la morfología observada en este sector, con quiebres locales de pendiente y como lenguas en sectores (Figura 5.13), podría corresponder a flujos de lavas subacuáticas –posiblemente de SBP (dada la ubicación)–, como los flujos observados por Mitchell *et al.* (2008) en la isla Pico, en las Azores. No se descarta que sea una unidad subaérea, pero parece menos probable.

7.3.1.2 PLATAFORMA INSULAR, TERRAZAS DE ABRASIÓN MARINA Y SUBSIDENCIA

La plataforma insular de la isla presenta variaciones espaciales. El *shelf break* (~-510 m) sería el indicador del inicio de la erosión subaérea y el inicio de una primera plataforma de abrasión marina. Esta primera terraza se distingue muy bien al norte (Figura 5.10), pero no hacia el sur, donde hay mayor variedad de ángulos (ángulos de 9-13°). La segunda terraza, más plana y extensa, se presenta después de un quiebre de pendiente y se inicia en profundidades de -170 y -250 m, dependiendo del sector. Este quiebre entre esta terraza y la primera, es claro solo al este y sureste de la zona estudiada, pues en los otros sectores pareciera haber un cambio gradual de profundidades entre una y otra, sin un quiebre notorio. Estas profundidades de las terrazas son mayores a los -130 m bajo el nivel del mar (mínimo nivel del mar durante el periodo <5 Ma) por lo que se infiere que ambas terrazas han sufrido subsidencia.

La subsidencia puede ocurrir, como se discute en la Sección 7.2.3, por flexura litosférica debido a la sobrecarga, enfriamiento de la litósfera y por alejarse del *hotspot*. Dados los niveles del mar mínimos, habría en promedio, al menos, 380 m (Tabla 7.1) de subsidencia para el edificio (alcanzando incluso, localmente, máximos de 440 m). Si se asume que la primera terraza se comienza a formar contemporáneamente a la formación de las lavas *plateau*, de edades estimadas 5,2, 4,6 y 4,1 Ma, el nivel del mar habría tenido un mínimo de -50 m con respecto al nivel actual, por lo que las tasas totales de subsidencia serían del orden de 0,06-0,08 mm/año. Si se considera que la erosión de la plataforma comienza una vez terminado el volcanismo de escudo, estas tasas serían levemente superiores (0,09 mm/año). Si se toma en cuenta que el aporte de la subsidencia por enfriamiento de la placa (con reseteo termal) es cercano a 200 m (Tabla 7.1), estas tasas serían superiores a las relacionadas con este proceso.

Dado lo anterior, se asume que otros procesos de subsidencia debieron haber ocurrido. La subsidencia por carga suele ser más rápida dado que responde a fenómenos de isostasia y se han estimado respuestas de ajuste isostático del orden de 10^3 - 10^4 años para los continentes (Detrick y Crough, 1978; Walcott, 1970) y de 10^5 años para Maui, Hawaii (Watts y ten Brink, 1989). Con esto, se propone que la isla sufrió subsidencia por isostasia los primeros cientos de miles de años (una vez alcanzado el volumen crítico y asumiendo que este se alcanzó cercano a la etapa de isla emergente), lo que pudo haber ayudado a la formación de la primera terraza (de pendientes variables y no tan bajas), considerando el inicio de la erosión para ese periodo (Figura 7.5). Esta subsidencia es dependiente de, principalmente, parámetros reológicos de la litósfera, la viscosidad del manto bajo el edificio y parámetros que controlan la proporción de magma que se eleva hasta la superficie y la que se queda estancada en los diferentes niveles de la litósfera (Ramalho *et al.*, 2013; Watts y ten Brink, 1989).

La segunda terraza presenta gran extensión y es bastante plana, lo que sugiere cierto nivel de estabilidad. Sin embargo, dada la profundidad a la que se encuentra hoy, esta también ha sufrido subsidencia, de 40 a 120 m mínimos, posiblemente a menores tasas que la primera. Dado que esta presenta diferentes profundidades de quiebre (inicio de la terraza), -250 m al sureste y -170 m al este, se plantean cuatro hipótesis para obtener esa configuración:

- a) La erosión costera en esa época fue muchísimo más efectiva en el sector sureste y tiempo después, esta se niveló, produciéndose ambas terrazas con pendientes similares desde los -170 m de profundidad actual.
- b) Ocurrió un fenómeno de alzamiento o subsidencia diferencial, que generó *tilting*, elevando levemente el norte respecto al sur, lo que podría ser consistente con menores profundidades del *shelf break* hacia el norte.
- c) Al este de la Bahía Cumberland, ocurren remociones en masa que remueven gran parte de la terraza o la erosión por la presencia de canales fue desgastando el terreno y llevó a la pérdida de material.

- d) Un aporte de sedimentos diferencial, tras la formación de la plataforma, ha alterado la profundidad real de las terrazas.

Hubo otro quiebre en la estabilidad del *plateau* pues cambian las pendientes ya cerca de las costas actuales, con un aumento de pendientes a 7-13° hasta llegar a la terraza más moderna. Este último quiebre puede responder a varios fenómenos, en particular, cambios verticales en la isla (ej.: en el Holoceno) y a todos los factores que condicionan la evolución de esta, incluyendo los ciclos eustáticos.

Existe una tercera terraza, la más moderna y de menor extensión. En la zona entre Santa Clara y la punta suroeste de Robinson Crusoe, se distingue cercana a los -20 m (-14 a -30 m) de 600 m de extensión –pero coincide, en partes, con los supuestos flujos de lavas– (Figura 5.12) y, en el sector de Cumberland, se distingue el quiebre de pendiente a los -10 a -25 m y alcanza los 200 m de extensión. Este quiebre también es visible en Bahía Carvajal, a los -25 m. Sin embargo, falta información batimétrica en las cercanías a las costas para interpretar mejor esta terraza.

Pese a que la construcción de las superficies de erosión por olas se ha propuesto (Menard y Ladd, 1963; Trenhaile, 2011) ocurre en el nivel del mar, Mitchell *et al.* (2012) plantea que la profundidad para remover material volcanoclástico podría alcanzar los -50 m, dado lo observado históricamente en los volcanes surtseyanos, generando dudas sobre la formación de esta última terraza. Además, no se tiene conocimiento de cómo actúa el mar ni las corrientes en el canal entre ambas islas, por lo que no se conoce el potencial erosivo en ese sector en particular.

Las terrazas observadas responden a eventos de erosión marina y subsidencia. Además, se considera que las terrazas costeras (o de abrasión marina) se forman en periodos de altas y bajas mareas, y el gradiente de estas está determinado por el régimen de mareas, resistencia de la roca y régimen de olas (Trenhaile, 2000, 2011), factores que pudieron influir en las diferencias observadas en el ángulo de las terrazas.

7.3.2 RELIEVE SECCIÓN EMERGIDA Y PROCESOS CONDICIONANTES

La sección emergida actual corresponde a cerca del 0,2% del total del monte y cerca de un 4% del total emergido, por lo que esta no evidenciaría todos los procesos que la han llevado a su estado actual. Se esperaría que gran cantidad de indicadores de procesos (ej.: de alzamiento) hayan desaparecido del registro de la isla, dados los procesos de remoción en masa, erosión costera, erosión fluvial y subsidencia que ha sufrido en el tiempo.

Mitchell (1998) determina un momento de inercia (MOI) para Robinson Crusoe $>0,45$. Propone que formas con ese MOI reflejan procesos que actúan en periodos tempranos de la evolución de las islas, más que producto de erosión marina o subaérea. Estos procesos, pueden ser crecimiento de zonas de *rift*, coalescencia de volcanes o remociones en masa. El momento de inercia refleja la formación de promontorios o

ensenadas, que la subsidencia y la erosión subaérea llevan rápidamente a costas irregulares.

El volumen mínimo erodado de las cuencas seleccionadas es un 1% del supuesto total erodado de la isla. Si se recalculan las tasas totales para el edificio, asumiendo una densidad de 3 g/cm³, área del *plateau* y volumen total erodado, se tiene que las mínimas tasas serían 264 y las máximas, 335 t/km²año (o incluso 372 t/km²año, considerando que la erosión comienza luego de que acaba la fase eruptiva), un orden de magnitud mayor que las tasas de las cuencas, lo que sugiere que las tasas actuales no responderían a la erosión total del edificio. Esto es claro pues la erosión por abrasión marina juega un rol muy importante en la destrucción del relieve. Las tasas de erosión por abrasión marina promedian entre 2-2,5 mm/año, bastante más altas que las propuestas por Menard (1983) de 1-1,7 mm/año que, utilizando su metodología, darían de 2,8 mm/año en promedio para RC. Esta erosión se ve facilitada tanto por la subsidencia pues, una vez que las plataformas son anchas, existe una atenuación de las olas que se ve disminuída con la subsidencia (Ramalho *et al.*, 2013), como por la incisión fluvial. Además, la meteorización y alteración de las rocas son factores que, también, facilitan la erosión costera.

Estos dos procesos erosivos (incisión fluvial y abrasión marina) tienden a ocurrir junto con remociones en masa. Se esperaría que ocurriesen avalanchas de detritos, flujos de detritos, aluviones, deslizamientos, desprendimiento y caída de rocas, los que pueden ocurrir desde las cuencas, en el acantilado, o ser submarinas (ej.: *slumping*) o costeras (ej.: colapsos de deltas de lava). Estos movimientos son capaces de remover gran cantidad de masa, como se ha registrado en Hawaii y en las islas Canarias (Schmincke, 2004) los que, cuando son volumétricamente importantes, son capaces de generar alzamiento isostático (Smith y Wessel, 2000). Actualmente, no hay un registro aceptable de los eventos de remociones en masa (salvo zonas mapeadas de supuestos deslizamientos antiguos o recientes en la isla, IREN, 1982). Históricamente, se han reportado flujos de detrito (aluviones) (Cereceda *et al.*, 1996) y se distingue gran cantidad de brechas y conglomerados que podrían corresponder a este tipo de evento, tanto recientes como de la etapa erosiva (Figura 7.5). Algunos desprendimientos son visibles en los acantilados, que podrían ser producto de la sobrepresión provocada por las olas, por la presión del aire ejercida en grietas o diaclasas, o como respuesta a erosión basal.

Deslizamientos traslacionales son menos frecuentes, pero pueden ocurrir en estas islas, por ejemplo, en condiciones donde las rocas mantean hacia el mar, alternación de capas permeables e impermeables (como lavas con tobas), rocas masivas sobre materiales incompetentes o rocas arcillosas, que serían los planos de la remoción. Deslizamientos rotacionales (menos frecuentes aun) usualmente ocurren en depósitos de tobas gruesos y bastante homogéneos, tobas de palagonita, unidades alteradas hidrotermalmente y otros sustratos débiles (Ramalho *et al.*, 2013). Dadas las condiciones planteadas, no es posible descartar la ocurrencia en el pasado o futuro de

estos eventos de mayor magnitud, pues varios de los factores condicionantes se encuentran en Robinson Crusoe, por nombrar algunos: depósitos de tobas entre lavas en la SPI y SBP, zonas de mucha alteración hidrotermal en SPI, en el sector de Bahía Villagra y Puerto Francés, y tobas y tobas de palagonita en la SBP. Se interpreta que algunas de las morfologías observadas en la batimetría (Figuras 5.11.D y 5.13) sean el remanente de este tipo de proceso, ya sea un evento superficial o masivo. En particular, en el límite sur de RC, se distingue una morfología de gran extensión, que en caso de estar correcta la batimetría, podría representar el depósito de algún evento de gran magnitud ocurrido durante la formación del edificio o durante la etapa erosiva (Figura 5.3).

Los indicadores de alzamiento encontrados en la isla podrían evidenciar cambios verticales que esta ha sufrido. En particular, los depósitos supra-intermareales y de eolianitas con fósiles marinos (antiguas dunas) a 70 m s. n. m., evidencian un alzamiento Holoceno (5500-8000 años), muy posterior a la segunda fase eruptiva (volcanismo rejuvenecido). Las causas de este último alzamiento aún son controversiales, donde la hipótesis en desarrollo sería un posible ajuste isostático producto de un evento de remoción en masa de gran magnitud, que lograra producir un alzamiento diferencial o *tilting* en la isla (Sepúlveda *et al.*, en prep.). Aun así, aún no se tiene claro cuál podría ser la causa. En cambio, las *pillow lavas* observadas podrían corresponder a flujos totalmente submarinos, o bien, a la fase submarina de deltas de lava, presuntamente de la SPI. Sin embargo, estas podrían indicar variaciones del nivel del mar contemporáneas o a cambios verticales, durante la formación del escudo, o bien, ser una evidencia de un alzamiento más reciente. No obstante, no se conoce, por ahora, la edad del afloramiento ni la edad del alzamiento y no es posible correlacionarlo con los depósitos eólicos.

En la búsqueda de nuevos indicadores de alzamiento se realizan perfiles longitudinales de ríos o quebradas principales. Pese a que con estos es posible observar el cambio desde zonas rocosas a zonas de roca muy alterada, depósitos de deslizamientos o flujos de detritos de menor resistencia, no se logra percibir una asociación entre estos, que pudiese, por ejemplo, evidenciar cambios eustáticos (ej.: Ye *et al.*, 2012) o alzamiento de la isla. Se logran distinguir bien solo algunos *knickpoints*, donde flujos de lavas de la fase de volcanismo rejuvenecido, de mayor resistencia, se emplazan sobre unidades antiguas, ya sean volcánicas o sedimentarias. Otros se deben a escarpes de mayor extensión por donde el río se ve obligado a descender. Sin embargo, parte de estos pequeños *knickpoints* pueden estar asociados a perturbaciones de los bosques en el modelo digital. Se propone que la mayoría de los pequeños *knickpoints* observados se deben, principalmente, a diferencias litológicas entre diferentes unidades geológicas, a pequeños derrumbes o deslizamientos en zonas con erosión severa, que alteran el curso fluvial y la carga de sedimentos, y a la confluencia de ríos o llegada de afluentes al cauce principal. Se esperaría que el mayor poder erosivo se diera en situaciones de lluvias intensas, pues los cursos fluviales se encuentran, actualmente, secos en algunos periodos del año.

Las cuencas con mayores tasas de erosión, Cumberland y Puerto Inglés, son justamente las únicas que no se encuentran colgando ni presentan depósitos de volcanismo rejuvenecido visible. De las otras, algunas han perdido parte de su área (es decir, muestran una forma anómala) debido a la intensa erosión por las olas y otras, han tenido relleno de la SBP, por lo que se reinicia la incisión fluvial y cambian las divisorias de agua. Además, las cuencas con la SBP (de tobas y lavas), son también las que presentan las menores pendientes. Por lo tanto, se infiere que existe una estrecha relación de la evolución de las cuencas con la abrasión marina y la unidad de rejuvenecimiento volcánico SBP.

7.3.3 EVOLUCIÓN

De los análisis anteriores se propone una posible historia evolutiva del edificio volcánico RC (Figura 7.5). Se describe a continuación.

En algún momento, entre los 5,2 y 4,1 Ma, empieza la fase subaérea del volcán, comenzando la etapa de isla emergente. Existe un volcanismo importante y la presencia de zonas de *rift*. Dado el volumen del volcán, este logra generar flexura litosférica y, con ello, ocurren procesos de subsidencia por reajuste isostático. Las lavas, de composición toleítica a transicional, representarían la etapa de volcanismo de escudo. En esta etapa existe una lucha entre la abrasión marina y las tasas de efusión del volcán, y dada la interacción entre el mar y las lavas, habría gran aporte de sedimentos hidroclásticos y piroclásticos.

Una vez que las tasas de efusión superan las de abrasión marina, las fases totalmente subaéreas del volcán en escudo comienzan, y continúan hasta alcanzar su fin cercanas al máximo topográfico, pasados los 3,7 Ma. Dada la altura alcanzada por el volcán, ocurre erosión subaérea importante. Aun así, la altura de la isla, posiblemente, sigue aumentando y no tienen un rol muy perceptible la incisión fluvial y la abrasión marina. Además, continúa la subsidencia isostática y hay un mayor aporte de sedimentos subaéreos.

Una vez terminado el volcanismo de escudo, la erosión subaérea, la incisión fluvial y la abrasión marina obtienen un rol mucho más importante en la modificación del relieve y estos ocurren de manera diferencial. Este primer proceso erosivo dura menos de 3 Ma. Al mismo tiempo, dado el fin del volcanismo, comienza a cesar la subsidencia por ajustes isostáticos y la litósfera empieza a enfriarse y, con ello, comienza una subsidencia de largo plazo. Además, dado que el edificio volcánico se aleja de la anomalía térmica que generaría el *hotspot*, también hay subsidencia vinculada a este fenómeno del *hotspot swell*. Dominan los sedimentos epiclásticos.

Desde los 1,4 a los 0,7 Ma aprox. ocurre una etapa de rejuvenecimiento volcánico, de corto plazo y con lavas y tobas de composición alcalina. Este episodio volcánico modifica el relieve, se rellenan valles y cambian algunas líneas divisorias de aguas. Hay un nuevo desarrollo de sedimentos hidroclásticos y nuevas remociones en masa pueden haber

ocurrido, debido a la interacción de las lavas con el agua marina. Continúan los procesos erosivos, el desarrollo de sedimentos epiclásticos, la subsidencia por enfriamiento de la litósfera y, dependiendo de la extensión lateral del *hotspot swell*, podría o no haber subsidencia vinculada a este proceso.

Tras el episodio volcánico, continúa el proceso erosivo intenso. Con la subsidencia, con tasas bastante más lentas que la debida a ajustes isostáticos, se facilita la abrasión marina, por lo que se forman amplias terrazas en la plataforma insular. En el Holoceno, ocurre un evento de alzamiento local de la isla, que podría darse como ajustes isostáticos

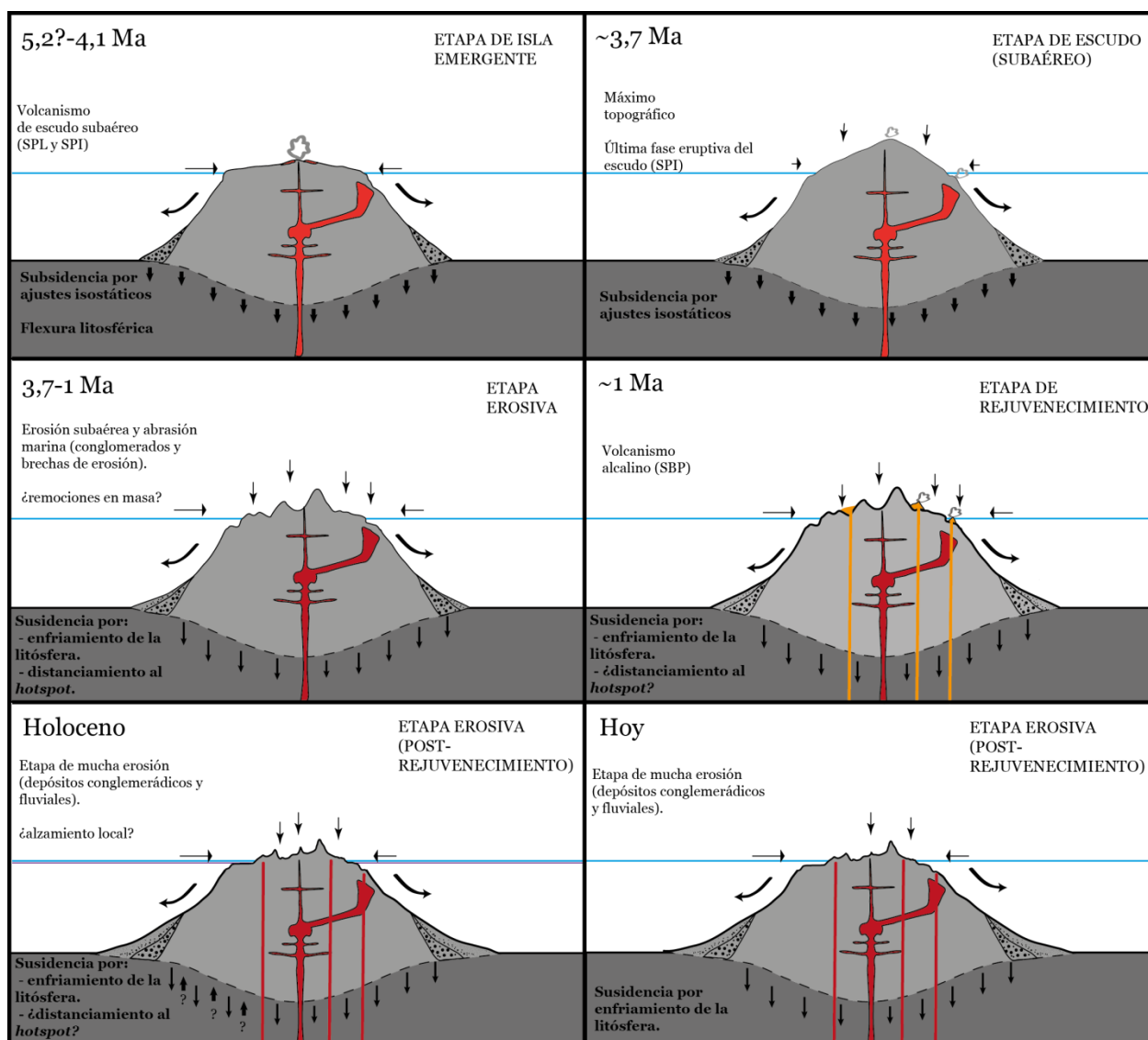


Figura 7.5: Esquema de la evolución de RC desde la etapa de isla emergente hasta hoy. Flechas verticales, cortas y gruesas indican subsidencia o alzamiento isostático (altas tasas y corto tiempo), flechas largas y delgadas indican procesos de subsidencia de largo plazo, flechas horizontales indican abrasión marina, flechas curvas indican remociones en masa y transporte de sedimentos hacia mayores profundidades y flechas verticales subaéreas indican erosión subaérea. En color naranja se presentan la cámara magmática o las intrusiones de magma (naranja oscuro para el escudo y naranja claro para el volcanismo rejuvenecido) y en rojo cuando quedan inactivos, el brazo lateral representa un *rift* volcánico. Los puntos gruesos indican sedimentos hidroclásticos y piroclásticos submarinos y los puntos más pequeños, sedimentos piroclásticos subaéreos y epiclásticos.

debido a la pérdida de material subaéreo o, menos probablemente, a magmatismo o flexura de la placa vinculada al hundimiento de sectores aledaños (*bulge flexural*). Aún se desconocen las causas de este presunto alzamiento.

Hoy (Figuras 7.5 y 7.6), la isla sufre procesos de erosión severa. Cambiaron los regímenes pluviales y fluviales, vinculados, en parte, a la disminución de altura topográfica (bajo límite de condensación por ascenso), lo que provoca diferenciación climática en la isla, con zonas de clima mediterráneo y sectores semiáridos. La abrasión marina sigue jugando un rol muy importante –aunque con una intensidad mayor en las direcciones suroeste y oeste–, así como también, las precipitaciones e incisión fluvial. Continúa la subsidencia por enfriamiento de la litósfera y, dependiendo de la extensión lateral del *swell*, podría ya no haber subsidencia por este fenómeno. Queda en duda si existen o no ajustes isostáticos debido a la pérdida de material subaéreo. Existe dominio de sedimentos epiclásticos.

Finalmente, la isla continuará con sus procesos erosivos y subsidencia. Dado que se estaría alcanzando el máximo nivel del mar del ciclo eustático y que las tasas totales de subsidencia son menores que las tasas de abrasión marina, y asumiendo un próximo ciclo eustático similar al actual, todavía faltaría bastante erosión de la fracción subaérea, lo que podría llevar, eventualmente, a una isla arrasada, que se hundirá bajo el nivel del mar, hasta desaparecer bajo la placa Sudamericana tras la subducción.

7.3.4 ESTADO ACTUAL

RC se encuentra en una etapa tardía del proceso de erosión, con un desarrollo de plataformas de abrasión marina importante (Figura 7.5 y 7.6).

Del volumen del volcán en su máximo topográfico, quedaría cerca de un 16% y las islas representarían solo un 4%, el resto fue erodado. Además, el área actual de las islas representa un 7% con respecto al área del *plateau*. Dado lo anterior y el resto de sus características morfológicas (Figuras 5.10.C, 5.11.C), se considera que la isla está en una etapa erosiva post-volcanismo rejuvenecido cercana al estado de isla arrasada.

El término *razed island*/isla arrasada se propone para describir islas residuales que están rodeadas de extensas plataformas marinas, sin arrecifes de corales y como opuesto al término atolón. Estas islas se generan, principalmente, por procesos de abrasión marina mientras que los atolones como una combinación de subsidencia y crecimiento de corales (Ramalho *et al.*, 2011). No obstante, los autores sugieren que estas islas se forman en placas lentas o estacionarias. Con el análisis llevado a cabo, se propone que estas son dependientes de la intensidad de la abrasión marina, de las tasas de crecimiento de corales, de la historia de alzamiento y subsidencia, y no necesariamente del tipo de placa donde se encuentran emplazados los cuerpos volcánicos.

7.4 RELACIÓN ENTRE SISTEMAS

El relieve de la isla es producto de una compleja interacción de sistemas que operan simultáneamente, continuamente o episódicamente y a diferentes escalas de tiempo.

La isla se forma de numerosas erupciones de lava, en su mayoría basáltica, y de intrusiones y emplazamiento de estos. Es el condicionante número uno del relieve, que lucha contra otros sistemas durante su actividad. Una vez que el volcanismo cesa, la erosión se vuelve el condicionante número uno, ayudada por los movimientos verticales, donde existe una interacción tanto de la atmósfera, la hidrósfera y la biósfera. El estado actual de la isla y su interacción con el sistema climático se muestran en la Figura 7.6.

7.4.1.1 EL MAR

El mar es un agente muy importante en el proceso de formación o, más bien, de evolución del edificio volcánico. En primera instancia, la presión hidrostática que este genera es condicionante del tipo de erupción que desarrolla el volcán (el límite de explosividad se estima cercano a los -700 m de profundidad). Luego, se encarga de erodar al volcán en su etapa de isla emergente, donde solo si las tasas de efusión son lo suficientemente altas, el monte submarino puede llegar a ser isla. Pese a que las tasas de erosión por olas son bastante altas, Robinson Crusoe logra aislar su conducto de mar y comenzar la etapa de escudo.

Posteriormente, la fuerza de las olas, las mareas y las corrientes influyen directamente en la formación de las plataformas insulares y, con ello, en el relieve costero de la isla. Además, el mar remueve el material desde la isla hacia el *shelf break*, cuya acumulación puede provocar procesos como *slumping* (que puede ayudar a la formación de los cañones submarinos, como el que se encuentra al este de RC) y cuyas corrientes remueven las arenas, proceso que es visible en Bahía Carvajal, donde existe una playa de arenas episódica.

Por último, es por donde se mueven las ondas de *tsunami* que suelen ser muy importantes en la erosión de las líneas de costa y en el transporte de material más grueso desde la isla a mayores profundidades, como se propone para el *tsunami* el año 2010 (Figura 5.15.A), donde bolones más superficiales fueron removidos a sitios más profundos –sectores previamente solo con arenas– (Bentos, 2011).

7.4.1.2 VIENTOS

La exposición a vientos dominantes crea una asimetría hidrológica, erosiva y biológica en las islas (Ramalho *et al.*, 2013) (Figura 7.6). En Robinson Crusoe, son predominantemente del oeste o del sur, dependiendo de la época del año. El ancho de la plataforma y, en consecuencia, las tasas promedio de erosión por las olas, han sido más altas (en promedio) en la dirección oeste y suroeste en la isla a lo largo de su historia erosiva, por lo que las mayores tasas de erosión se perciben, justamente, en las direcciones predominantes de los vientos. Si bien es cierto que no se puede asumir que

fue así durante todo el proceso erosivo de la isla (>3 Ma), si ha existido los últimos miles de años. El gran acantilado activo de Playa Larga al suroeste, así como el extremo sur de la isla, reflejan una capacidad erosiva de las olas de gran importancia, esto debido a que los vientos más frecuentes aumentan la altura, fuerza y frecuencia de las olas (Ramalho *et al.*, 2013), fenómenos que actuarían como factores importantes en la formación de la plataforma insular, por lo que la extensión de estas no sería solo función del tiempo.

7.4.1.3 PRECIPITACIONES

Tienen directa relación con la topografía de las islas (Figura 7.6). Si las cumbres están sobre el nivel de condensación por ascenso (~600-800 m s. n. m.) y bajo el nivel de inversión de los vientos alisios (~2000 m s. n. m.), que es la condición en que podría estar actualmente Robinson Crusoe debido a el cerro El Yunque, se espera que las precipitaciones sean menos asimétricamente distribuidas que en el caso de islas más altas. Esto es consistente con lo descrito por Cereceda *et al.* (1994) donde registra cantidades similares de agua caída en las laderas este y oeste de la isla, a alturas similares, pero bastante mayores que en Bahía Cumberland (menor altura). Pareciera ser, entonces, que el fenómeno de condensación no logra extenderse hasta más allá de Bahía Villagra, donde el clima hacia el oeste de vuelve semiárido y la precipitación disminuye notoriamente.

Sin embargo, esto debió haber cambiado con el tiempo, pues se estima un gran historial erosivo para el sector de Cordón Escarpado, Bahía del Padre y Bahía Carvajal. Lo anterior se deduce por la presencia del intrusivo de sienita Punta Larga (Reyes Vizcarra, 2012), cuya exposición se explicaría por procesos de denudación; por los paleovalles rellenos actualmente por lavas de la SBP; y por la presencia de rizocreaciones y fósiles terrestres (actualmente del sector este de la isla) en las eolianitas del sector El Puente (Sepúlveda San Martín, 2013), que significaría presencia de vegetación en el pasado. Esto indicaría que no solo las precipitaciones cambiaron, sino que también desapareció vegetación. Con esto el sector quedó expuesto a fuertes vientos que son los responsables del transporte de material terrígeno y carbonáceo a otros sectores.

Ferrier *et al.* (2013)^b plantean que la precipitación facilita la incisión fluvial y el transporte de sedimentos por el incremento de descarga de agua; gatilla deslizamientos elevando la presión de poro de los suelos; acelera la producción de suelo erodable por promover el meteorización física y química; y fomenta el crecimiento de biota que puede transportar sedimento y romper la roca. Todos estos fenómenos son importantes en el desarrollo del relieve de las islas y son visibles en las islas oceánicas.

7.4.1.4 SUELOS Y VEGETACIÓN

El suelo es producto de procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren a la roca. Los suelos de la isla se consideran (al menos hasta 1982) en un estado crítico, con un ecosistema en condiciones de estabilidad precarias. En la isla existe gran cantidad de suelo erodable que es propenso a la erosión, aunque cerca de un 50% de la isla no

presenta desarrollo de suelos. Estos aportan a las tasas de erosión dado que no son estables, pueden formar fácilmente cárcavas y erosión lineal y son terrenos propensos a los deslizamientos y aluviones.

Todos los valles considerados, a excepción de Chupones, presentan bosque montano. Los árboles y los bosques juegan un rol importante en reducir el riesgo de deslizamiento y la erosión de los suelos. Las raíces pueden reforzar las capas de suelo, anclar el suelo a la roca madre y ser un sustento contra movimientos de masa y los árboles pueden reducir los niveles de humedad del suelo. Estos son una barrera, además, para pequeños deslizamientos y caídas de roca, y reducen los efectos de lluvias torrenciales. Sin embargo, reducir estos riesgos depende también del tipo y profundidad del suelo, la pendiente de las laderas y de la hidrología (Forbes y Broadhead, 2011). Pareciera que en Robinson Crusoe el bosque logra estabilizar el relieve –en la zona de suelos de desarrollo incipiente derivados de cenizas volcánicas– donde se distinguen solo algunas evidencias de erosión locales. Llanes *et al.* (2009) consideran, también, a la presencia de bosques, en cierta configuración de pendiente, como reductores de las tasas de erosión.

7.4.1.5 EL SER HUMANO

El ser humano es un factor que desde su llegada tiende a cambiar las condiciones del sistema. Su llegada a la isla radica desde el siglo XVI, en principio esporádicamente, por navegantes, piratas y corsarios, luego por los españoles, después presos hasta establecerse como un poblado. Comienza, entonces, la tala de bosques, la incorporación de especies vegetales o animales exóticas, tanto como ganado o plagas. Con esto, se genera un desequilibrio en todo el sistema, que provoca una pérdida de vegetación y de suelos importante, que se vuelven más inestables y propensos a deslizamientos y flujos de detritos.

Adicionalmente, su intervención directa en la creación de caminos, como corte de cerros, desestabiliza las laderas, que en el corto o largo plazo desencadenan procesos destructivos, ayudados por lluvias torrenciales episódicas, como ocurrió hace algunos años cuando un aluvión arrasó con parte del camino.

Pese a que los factores humanos no afectaron en el relieve global de la isla, el desconocimiento geológico, climático, hidrológico, edáfico, etc. puede acelerar los procesos erosivos de corto plazo.

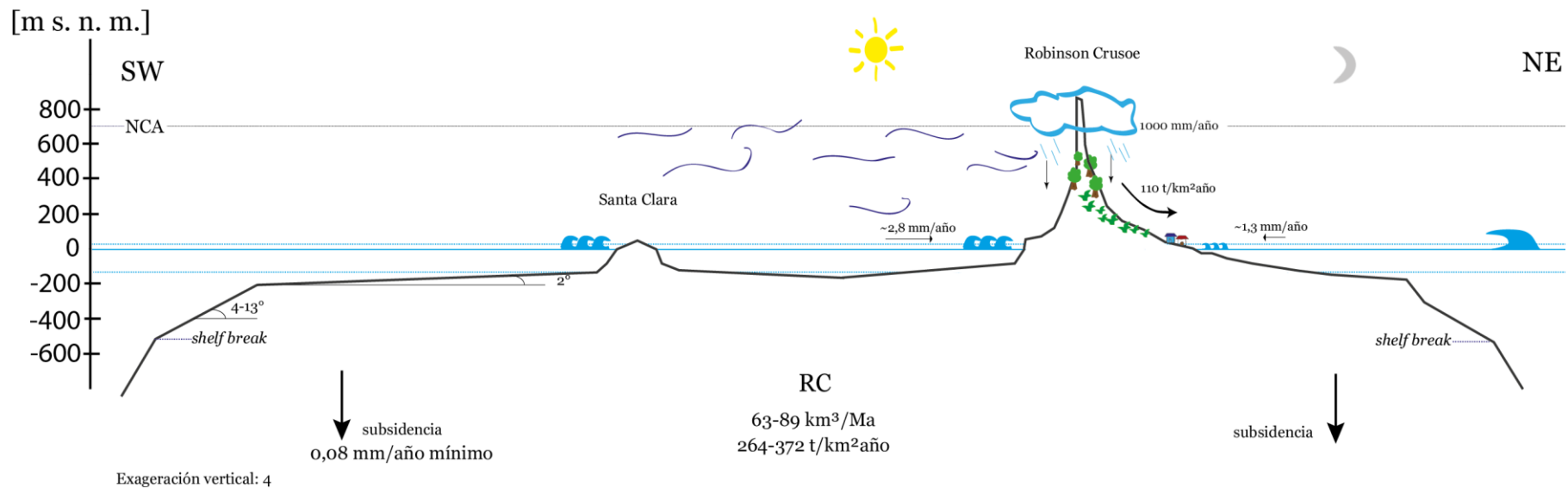


Figura 7.6: Resumen del estado actual de RC e interacción de agentes erosivos. Perfil SW-NE. Se indica el *shelf break*, las pendientes promedio y las tasas de subsidencia, abrasión marina diferencial, de erosión de las cuencas (tasas de cuencas sin problemas de interpretación) y de precipitación moderna. En el extremo derecho se muestra una ola que indica los *tsunamis* esporádicos que llegan a la isla, la luna indica el aporte de las mareas en la formación de la plataforma insular y las líneas curvas de color azul oscuro indican vientos predominantes. La línea horizontal azul indica nivel del mar actual y líneas punteadas indican máximas variaciones del nivel del mar durante los últimos 5 Ma (Miller *et al.*, 2005). El bosque se encuentra en sectores altos y las nubes se concentran en sectores altos. El perfil está exagerado, pero se encuentra a escala, salvo tamaño de las nubes, olas y casas. NCA = límite de condensación por ascenso. Flechas siguen mismo formato que la Figura 7.5.

7.5 COMPARACIÓN CON OTRAS ISLAS OCEÁNICAS

Existen gran cantidad de islas oceánicas y muchísimos más montes submarinos. Algunas cadenas volcánicas son: Hawaii-Emperor, Islas Canarias, Cabo Verde, Islas Azores, Pascua, Galápagos, Islas Society, La Réunion, Japanese Guyots (ex Geisha Guyots), etc. Todas estas se han asociado a distintos *hotspot*.

La isla más estudiada corresponde a Hawaii, compuesta por cinco volcanes Kilauea, Mauna Loa, Hualalai, Mauna Kea y Kohala.

Schmincke (2004) informa que la composición química de la mayoría de las islas oceánicas es basáltica alcalina o transicional, pero que en algunas, como Hawaii y las Galápagos, la composición es toleítica. Robinson Crusoe presenta lavas en el escudo tanto alcalinas como transicionales, pero, al igual que las cadenas mencionadas, presenta un gran porcentaje de muestras toleíticas (Reyes Vizcarra *et al.*, 2012).

La cadena volcánica de Juan Fernández es una cadena pequeña con un total de $3,3 \times 10^4$ km³, que se asemeja a la cadena de los guyots japoneses, de un volumen total de 2×10^4 km³. Todo el volumen total actual de JFR no alcanzaría a ser ni la mitad de Mauna Loa.

Mauna Loa tiene un volumen de 8×10^4 km³, mientras que otras islas del archipiélago de Hawaii o islas Canarias tienen volúmenes entre $2-6 \times 10^4$ km³ (Schmincke, 2004). RC tiene un volumen un orden de magnitud menor, representa cerca del 10% de Mauna Loa y el 17% de Gran Canaria (Silva *et al.*, 2008). En cambio, su volumen es levemente superior al guyot Makarov (6000 km³), el más grande de la cadena Japanese Guyots –ex Geisha Guyots– (Vogt y Smoot, 1984).

Las pendientes altas del edificio RC promedian $22,7^\circ$, bastante más altas que las pendientes de varios montes submarinos del Pacífico norte cuyo promedio es $13,2^\circ \pm 2,9^\circ$ (Vogt y Smoot, 1984), pero parecidas a las de la cadena japonesa de $21 \pm 3^\circ$. En particular, las pendientes laterales obtenidas del *rift zone* son de 29° y 31° para RC, ángulos similares a las pendientes del *rift zone* Cumbre Vieja, en la Palma, islas Canarias (Carracedo *et al.*, 1993), que son mayores a 27° .

Los guyots japoneses tendrían tasas de efusión (o producción) totales de 2×10^{-3} km³/año (Vogt y Smoot, 1984), mientras que Juan Fernández sería levemente superior, con $3,7 \times 10^{-3}$ km³/año. Hawaii, por su parte, presenta tasas de largo plazo de $0,25$ km³/año (Morgan *et al.*, 1995), con un rango variable de $<0,01$ a $0,06$ km³/año (Shaw, 1987), mucho más altas que para JFR. Watts *et al.* (1997) deriva una tasa de generación de $6-20 \times 10^{-3}$ km³/año basándose en Tenerife, para las islas Canarias (Mitchell *et al.*, 2001), superiores a las de JFR pero del mismo orden de magnitud.

El volumen subaéreo total erodado de RC es estimado de 330 km³ (erodado en $4,65 \pm 0,55$ Ma o $3,7$ Ma, dependiendo del supuesto). Estos valores son mayores, pero del

mismo orden de lo que se reporta para el macizo Anaga, isla Tenerife, de 150 km³ (máximo 260 km³) desde aproximadamente los últimos 8 Ma.

Por su parte, las tasas de erosión de las cuencas varían de 10-130 t/km²año (o de 0,8-230 x 10⁻³ km³/Ma). Estas se comparan con las cuencas de la isla Kaua'i (cadena volcánica de Hawaii) donde, para las cuencas de la fase escudo (de edad levemente superior a Robinson Crusoe), varían de 11 ± 1 a 217 ± 22 t/km²año (Ferrier *et al.*, 2013). Tasas de hasta 335 ± 4 t/km²año se reportan para las cuencas con la unidad volcánica rejuvenecida en esta isla. Sin embargo, pese a las tasas máximas de las cuencas de Kaua'i, el resto de las cuencas tiene tasas muy similares a las de Robinson Crusoe, pese a que estas últimas son mucho menores en área.

Si se compara con Tahití, se tiene que el total erosionado de esa isla (~224 km³) representa cerca de un 0,5% del volumen total del edificio (Carracedo *et al.*, 1993), según estudio de Menéndez *et al.* (2008), quienes estiman un alzamiento isostático provocado por la pérdida de este material. El total erodado de RC (330 km³) representa el 4% del total del edificio volcánico, porcentaje mayor que el caso de Tahití, por lo que podría existir un alzamiento isostático involucrado en RC, asociado a la pérdida de material (aunque no se cuantificó en este estudio ese alzamiento teórico).

Las tasas de erosión por abrasión marina, en promedio, de 2,8 km/Ma (ajustando las calculadas a la metodología de Menard (1983)) son mayores a las propuestas por Menard (1983), quien las estima entre 1-1,7 km/Ma. La isla de Faial (Azores) presenta tasas de 1,9-5,3 mm/año para sus costas más antiguas (<1 Ma), que son más acordes con las de RC (estas diferencias parecieran deberse a la edad de las islas y a los cambios en el tiempo de las tasas, Quartau, 2007). Por su parte, la erosión diferencial, es decir, plataformas más extensas según su orientación, se ha reportado en muchas islas oceánicas, como por ejemplo, en La Gomera o Tenerife, islas Canarias (Llanes *et al.*, 2009; Mitchell *et al.*, 2003), o Faial, en las islas Azores (Quartau, 2007).

Las tasas de subsidencia, por su parte, del orden de 0,08 mm/año, se encuentran en el rango de 0,04 a 0,23 mm/año calculadas por Menard (1983), son similares al promedio calculado por Paulay y McEdward (1990) de 0,05 mm/año (tasas de 0,005 mm/año para islas estables y hasta 0,2 mm/año para islas jóvenes), bastante menores que los 0,3 mm/año de las estimadas por Quartau (2007) para Faial y muchísimo menores a las tasas de Moore y Fornari (1984) de 1,2-4,1 mm/año obtenidas para Hawaii (Quartau, 2007). Parte de estas diferencias se deben al estado evolutivo actual de cada uno de los volcanes estudiados y, por ende, al fenómeno de subsidencia que están sufriendo.

8. CONCLUSIONES

La dorsal de Juan Fernández es un ejemplo característico de cadenas volcánicas sobre placas de rápido movimiento. Esta muestra un volcanismo episódico, con una etapa poco voluminosa, un gap de volcanismo y una franja de volcanismo continuo. Presenta progresión de edades en sus edificios volcánicos y subsidencia de estos, que podría deberse a flexura litosférica para edificios grandes, al enfriamiento de la litósfera y al distanciamiento desde el *hotspot swell*. También, su geoquímica (un escudo toleítico a transicional y un volcanismo rejuvenecido más alcalino (Reyes Vizcarra, 2012)) sugieren un origen de pluma mantélica para el *hotspot*. La dorsal, además, presenta todas las etapas de la evolución estructural de los montes submarinos de Staudigel y Clague (2010), por lo que la convierten en un interesante caso para el estudio de los montes submarinos.

Las estructuras encontradas en RC, edificio volcánico de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, sugieren lo siguiente: (1) existe, al menos, un *rift zone*, de orientación cercana a N-S, representando el extremo norte del edificio, con algunas cicatrices de deslizamiento consistentes con la orientación de la estructura; (2) los canales y cañón submarinos habrían tenido continuidad con las quebradas o cuencas de la isla e indican algunos procesos de erosión subacuática (posible ocurrencia de *slumping*), cambio de orientación de las cuencas y un distinto desarrollo dependiendo de los flancos; (3) presencia de posibles estructuras volcánicas, que podrían ser conos alineados, conos en el *rift zone*, enjambres de diques siguiendo cierta orientación o flujos de lavas de unidades volcánicas más jóvenes, consistentes con la evolución planteada de la isla.

La profundidad promedio del *shelf break* (-510 m) de RC indica subsidencia, con tasas totales mínimas del orden de 0,08 km/Ma. Estas reflejarían distintos fenómenos de subsidencia durante su evolución, primero por ajustes isostáticos y, luego, por enfriamiento de la litósfera y por alejarse del *hotspot swell*.

La extensión y dirección de las terrazas en la plataforma insular, reflejan que el ancho de las terrazas no solo es dependiente del tiempo, sino que también de las características de las olas y corrientes de resaca que, a su vez, son dependientes de la dirección de los vientos predominantes. Lo anterior se apoya de la presencia de acantilados más altos en zonas barlovento y de las diferentes características de las cuencas (totalidad de valles colgantes en barlovento y valles que desembocan en el nivel del mar, en sotavento). Además, las diferentes terrazas, con distintos ángulos, extensión y profundidad del quiebre de inicio, indican que las condiciones de erosión por abrasión marina han sido variables en el tiempo y que procesos de movimientos verticales diferenciales pudieron haber ocurrido.

Procesos de remoción en masa –aparte de los depósitos de deslizamientos, flujos de detritos y desprendimientos de rocas, actualmente subaéreos– se propone que deben haber ocurrido. Esto, dada la presencia de las características típicas de planos de

deslizamientos (ej.: tobas entre lavas) y depósitos de bloques bajo algunos acantilados, depósitos tipo *hummocky* y una macroforma tipo abanico aluvial en la batimetría. Por lo anterior, son necesarios más estudios sobre estas remociones en masa mediante análisis de batimetría de alta resolución y por medio de una caracterización de la unidad erosiva de la isla, actualmente inexistente.

La forma de las cuencas y el relieve de las islas actual, son respuesta a la edad y composición de las rocas del escudo, a la presencia de depósitos del volcanismo rejuvenecido, a la erosión por incisión fluvial (y, con ello, a la precipitación) y a las tasas de abrasión marina diferenciales (dependientes de la dirección de los vientos predominantes). El volcanismo rejuvenecido rellena los valles, cambia las divisorias de aguas y provoca el reinicio de la incisión fluvial. Por otro lado, una vez que disminuyen las alturas topográficas, el régimen de precipitaciones disminuye localmente, lo que provoca pérdidas de bosques y suelos, facilitando los procesos erosivos. Sin embargo, la abrasión marina se considera el factor principal de las diferencias, esto porque las costas expuestas al sur, suroeste y oeste, con o sin SPL, SPI y SBP, todas presentan acantilado o pendientes muy altas, en cambio, al este, pese a existir relleno de volcanismo rejuvenecido y acantilados menores, se logran desarrollar valles que llegan al mar.

RC es el edificio volcánico de mayor volumen en la cadena. Se encuentra es una etapa de erosión post-volcanismo rejuvenecido, cercano a la propuesta etapa –por Ramalho *et al.* (2013)– de isla arrasada, esto, pues el volumen actual representa un 4% del total supuesto subaéreo y presenta extensas terrazas de abrasión desde sus costas, dejando, actualmente, un 7% de área insular con respecto al *shelf break*. A diferencia de lo sugerido por los autores para esta clasificación de isla, RC se encontraría en una placa rápida y de larga tendencia de subsidencia. RC habría pasado ya por las etapas clásicas de islas oceánicas de isla emergente, volcanismo de escudo subaéreo, etapa erosiva y volcanismo rejuvenecido. Solo procesos de alzamiento, comúnmente por isostasia, pueden alargar la existencia subaérea de esta (Ramalho *et al.*, 2013), como se presume que ocurrió en el Holoceno, evidenciado por las eolianitas con fósiles marinos a 70 m s. n. m. –antiguas dunas costeras– (Sepúlveda San Martín, 2013). No obstante, no se conoce aún la causa de este alzamiento, lo que sugiere la búsqueda de nuevos indicadores de alzamiento que ayuden a descifrar los movimientos verticales de la isla.

Finalmente, las islas oceánicas guardan información importante de los procesos e interacción entre sistemas que han ocurrido a lo largo de su historia. Distintos factores y procesos actúan a diferentes escalas de tiempo, algunos episódicamente mientras otros continuamente, lo que hace del relieve un complejo resultado de la geodinámica tanto interna como externa. Su estudio es muy importante dado que aportan información de procesos internos del planeta, del sistema climático y de los procesos de interacción entre la atmósfera, la hidrósfera y la biósfera. Además, estas pueden ser precursoras de desastres para el hombre, pues pueden producir grandes erupciones volcánicas –a veces, muy explosivas–, grandes deslizamientos y, con ello, *tsunamis* que pueden afectar a estas u otras islas –muchas veces pobladas– o, incluso, al continente.

9. BIBLIOGRAFÍA

- BAKER, P.E.; GLEDHILL, A.; HARVEY, P.K.; HAWKESWORTH, C.J., 1987. Geochemical evolution of the Juan Fernandez Islands, SE Pacific. *Journal of the Geological Society, London* 144: 933-944.
- BOOKER, J.; BULLARD, E.C.; GRASTY, R.L., 1967. Paleomagnetism and age of rocks from Easter island and Juan Fernandez. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 12 (59): 469-471.
- BENTOS, 2011. Bottom re-survey at IMS hydroacoustic station Hao3, Juan Fernández Islands, Chile, 2011. Estudio batimétrico para la COMPREHENSIVE TEST BAN TREATY ORGANIZATION.
- BENTOS, 2011. Bentos finds plane crashed on Robinson Crusoe Island [Reporte web]. <<http://www.bentos.cl/archivos/SearchC-212.pdf>>.
- BENTOS, 2012. Multibeam bathymetric survey north route for IMS hydroacoustic station Hao3 Robinson Crusoe Island, Chile. Informe técnico de estudio batimétrico multihaz para L3- COMMUNICATIONS MARIPRO INC.
- BERTERO, C., 1830. Notice sur l'Histoire naturelle de l'île Juan Fernandez. *Annales des Sciences Naturelles, Paris, Tome XXI*, p. 345.
- BITANJA, R.; VAN DE WAL, R.S.W.; OERLEMANS, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature* 437 (7055): 125–128. doi: 10.1038/nature03975.
- CALDULEUGH, A., 1831. On the geology of the Island of Juan Fernandez. *Geological Society of London, Proceedings: vol. 1826-1833*: 256.
- CAO, G.; GIAMBELLUCA, T.W.; STEVENS, D.E.; SCHROEDER, T.A., 2007. Inversion variability in the Hawaiian trade wind regime. *Journal of Climate* 20 (7), 1145–1160. doi: 10.1175/JCLI4033.1
- CARRACEDO, J. C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (60): 225-241.
- CERECEDA, P.; SCHEMENAUER, R.S.; OSSES, P.; PONCE, R.; CASTRO C., 1996. Comportamiento de las precipitaciones en cinco sectores de la isla Robinson Crusoe durante los inviernos de los años 1992 a 1995. *Revista Terra Australis*, 41: 37-48.
- CERECEDA, P.; SCHEMENAUER, R.S.; ZUNINO, H., 1994. Distribución de la precipitación en la isla Robinson Crusoe. *Revista de Geografía Norte Grande*, 21: 33-36.
- CONTRERAS REYES, EDUARDO ELISEO, 2003. Caracterización sísmica del monte submarino O'Higgins. Tesis (Magíster en Ciencias, mención en Geofísica). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- CROUGH, S.T., 1983. Hotspot Swells. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11: 165-193. doi: 10.1146/annurev.ea.11.050183.001121
- DARAPSKY, L., 1886. Über den Glockenstein von Juan Fernandez. *Verhandlung des deutschen wissenschaftlichen Vereins zu Santiago*, 3: 113.
- DEEGAN, F.M.; TROLL, V.R.; BARKER, A.K.; HARRIS, C.; CHADWICK, J.P.; CARRACEDO, J.C.; DELCAMP, A., 2012. Crustal versus source processes recorded in dykes from the Northeast volcanic rift zone of Tenerife, Canary Islands. *Chemical Geology*, 334: 324-344.

- DEMETS, C.; GORDON, R.G.; ARGUS, D.F.; STEIN, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.
- DEMETS, C.; GORDON, R.G.; ARGUS, D.F.; STEIN, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21: 2191-2194.
- DETRICK, R. y CROUGH, T., 1978. Island subsidence, hot spots, and lithospheric thinning. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 83 (B3): 1236-1244.
- DEVEY, C.W.; HÉMOND, C.; STOFFERS, P., 2000. Metasomatic reactions between carbonated plume melts and mantle harzburgite: the evidence from Friday and Domingo Seamounts (Juan Fernandez chain, SE Pacific). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 68-84.
- DIETZ, R. y MENARD, H., 1951. Origin of abrupt change in slope at continental shelf margin. *AAPG Bulletin*, 35 (9): 1994-2016.
- ELSWORTH, D. Y VOIGHT, B., 1995. Dike intrusion as trigger for largeearthquakes and the failure of volcano flanks. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6005-6024.
- EPP, D., 1984. Implications of volcano and swell heights for thinning of the lithosphere by hotspots. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89 (B12): 9991-9996.
- FARLEY, K.A.; BASU, A.R.; CRAIG, H., 1993. He, Sr and Nd isotopic variations in lavas from the Juan Fernandez Archipelago, SE Pacific. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 75-87.
- FELTON, E., 2002. Sedimentology of rocky shorelines: 1. A review of the problem, with analytical methods, and insights gained from the Hulopoe Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. *Sedimentary Geology*, 152 (3-4): 221-245.
- FERRIER, K.L.; PERRON, J.T.; MUKHOPADHYAY, S.; ROSENER, M.; STOCK, J.D.; HUPPERT, K.L.; SLOSBERG, M., 2013a. Covariation of climate and long-term erosion rates across a steep rainfall gradient on the Hawaiian island of Kaua'i. *GSA Bulletin*, 125 (7-8): 1146-1163. doi: 10.1130/B30726.1.
- FERRIER, K.L.; HUPPERT, K.L.; PERRON, J.T., 2013b. Climatic control of bedrock river incision. *Nature*, 496: 206-209. doi: 10.1038/nature11982.
- KEITH, F. y BROADHED, J., 2011. Forests and landslides: The role of trees and forests in the prevention of landslides and rehabilitation of landslide-affected areas in Asia. RAP PUBLICATION, FAO.
- GENERAL BATHYMETRIC CHART OF THE OCEANS, 2008. The GEBCO_08 Grid [en línea]: Liverpool (British Oceanographic Data Centre). <http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/documents/gebco_08.pdf> [consulta: 20 de noviembre 2013].
- GREIMLER, J.; LÓPEZ-S, P.; STUESSY, T.S.; DIMBÖCK, T., 2001. Vegetation map of Robinson Crusoe Island, including Santa Clara Island – Juan Fernández Archipelago, Chile. Universidad de Viena (Austria) y Universidad de Concepción (Chile).
- GREIMLER, J.; LÓPEZ-S, P.; STUESSY, T.S.; DIMBÖCK, T., 2002. The vegetation of Robinson Crusoe Island (Isla Masatierra), Juan Fernández Archipelago, Chile. *Pacific Science*, 56: 263-284.

- GUERRERO, O., s.f. Capítulo 4: Geomorfología de cuencas [en línea]. Universidad de los Andes, Venezuela. <http://webdelprofesor.ula.ve/ingenieria/oguerre/4_Geomorfologia.pdf> [consulta: 20 de abril de 2014].
- HAJEK, E. y ESPINOZA, G.A., 1987. Meteorología, climatología y bioclimatología de las Islas Oceánicas Chilenas. En: J.C. Castilla (Ed.), *Islas Oceánicas Chilenas: Conocimiento Científico y Necesidades de Investigaciones*. Ediciones Universidad Católica de Chile, pp. 55-83.
- HARTVICH, F., 2005. Analysis of the longitudinal profiles of selected rivers in the Šumava Mts., Southwest Bohemia. *Miscellanea geographica* 11. Contributions from geomorphological seminary Šumava '05.
- HESS, H.H., 1946. Drowned ancient islands of the Pacific Basin. *American Journal of Science*, 244 (11): 772-791. doi: 10.2475/ajs.244.11.772.
- HILDENBRAND, A.; GILLOT, P-Y.; MARLIN, C., 2008. Geomorphological study of long-term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geomorphology*, 93: 460–481. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.03.012.
- INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACION DE RECURSOS NATURALES, 1982. Estudio de los recursos físicos Archipiélago Juan Fernández, CORFO.
- JARVIS, A.; REUTER, H.I.; NELSON, A.; GUEVARA, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database, <<http://srtm.csi.cgiar.org>>.
- JET PROPULSION LABORATORY -NASA, s.f. Shuttle Radar Topography Mission. The mission to Map the World. California Institute of Technology. <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>> [consulta: 5 de mayo de 2014].
- JET PROPULSION LABORATORY-NASA, s.f. Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. California Institute of Technology. <<http://asterweb.jpl.nasa.gov/>> [consulta: 5 de mayo de 2014].
- JET PROPULSION LABORATORY-NASA, s.f. Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Global Digital Elevation Model (GDEM). California Institute of Technology. <<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>> [consulta: 5 de mayo de 2014].
- JOHNSON, M.; BAARLI, B.G.; DA SILVA, C.M.; CACHÃO, M.; RAMALHO, R.S.; LEDSMÁ-VÁZQUEZ, J.; MAYORAL, E.J., 2013. Coastal dunes with high content of rhodolith (coralline red algae) bioclasts: Pleistocene formations on Maio and São Nicolau in the Cape Verde archipelago. *Aeolian Research*, 8: 1-9.
- KENDRICK, E.; BEVISA, M.; SMALLEY Jr., R.; BROOKSA, B.; BARRIGA VARGAS, R.; LAURÍA, E.; SOUTO FORTES, L. P., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 125–131. doi:10.1016/S0895-9811(03)00028-2.
- KEYVAN-SHOCOUI, F. A., 1974. Geochemistry of the volcanic rocks of the Juan Fernandez Islands, Chile. M. Phil. thesis, University of Leeds.
- KOPP, H.; FLUEH, E.R.; PAPPENBERG, C.; KLAESCHEN, D., 2004. Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernández ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration. *Tectonics*, 23 (2): 1-21. doi: 10.1029/2003TC001590.

- LARA, L.E. 2010. Las islas oceánicas de Chile. En: DÍAZ-NAVEAS, J.; FRUTOS, J. (eds). Geología Marina de Chile. Comité Oceanográfico Nacional de Chile, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, pp. 44-47.
- LEVITAN, M.A.; BALUKHOVSKII, A.N.; ANTONOVA, T.A.; GELVI, T.N., 2013. Quantitative Parameters of Pleistocene Pelagic Sedimentation in the Pacific Ocean. *Geochemistry International*, 51 (5): 345-352. doi: 10.1134/S0016702913050042.
- LLANES, P.; HERRERA, R.; GOMEZ, M.; MUÑOZ, A.; ACOSTA, J.; UCHUPI, E.; SMITH, D., 2009. Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology. *Marine Geology*, 264: 123-139. doi:10.1016/j.margeo.2009.05.001.
- MARKS, K.M.; SMITH, W.H.F.; SANDWELL, D.T., 2010. Error analysis of the altimetric bathymetry model. Documentos GEBCO, NOAA y Department of Commerce, USA. <http://www.gebco.net/about_us/gebco_science_day/documents/error_analysis_of_altimetric_bathymetry_model.pdf>.
- MCNUTT, M. y MENARD, H.W., 1978. Lithospheric flexure and uplifted atolls. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83 (B3): 1206-1212.
- MENARD, H.W., 1956. Archipelagic aprons. *AAPG Bulletin*, 40: 2195-2210.
- MENARD, H.W. y LADD, H., 1963. Oceanic islands, seamounts, guyots and atolls. *Sea*, 3: 365-385.
- MENARD, H.W., 1964. *Marine Geology of the Pacific*. McGraw-Hill, New York.
- MENARD, H.W., 1973. Depth anomalies and the bobbing motion of drifting islands. *Journal of Geophysical Research*, 78 (23): 5128-5137.
- MENARD, H.W., 1983. Insular erosion, isostasy, and subsidence. *Science*, 220: 913-918.
- MENARD, H.W., 1986. *Islands*. Scientific American Library.
- MENÉNDEZ, I.; SILVA, P.G.; MARTÍN-BETANCOR, M.; PÉREZ-TORRADO, F.J.; GUILLOU, H.; SCAILLET, S., 2008. Fluvial dissection, isostatic uplift and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 102: 189-203. doi:10.1016/j.geomorph.2007.06.022
- MILLER, K.G.; KOMINZ, M.A.; BROWNING, J.V.; WRIGHT, J.D.; MOUNTAIN, G.S.; KATZ, M.E.; SUGARMAN, P.J.; CRAMER, B.S.; CHRISTIE-BLICK, N.; PEKAR, S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310: 1293. doi: 10.1126/science.1116412.
- MITCHELL, N.C., 1998. Characterizing the irregular coastlines of volcanic islands. *Geomorphology*, 23: 1 - 14.
- MITCHELL, N.C., 2001. The transition from circular to stellate forms of submarine volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 106: 1987-2003.
- MITCHELL, N.C.; MASSON, D.G.; WATTS, A.B.; GEE, M.J.R.; URGELES, R., 2002. The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands: A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115: 83-107.
- MITCHELL, N.C.; DADE, W.; MASOON, D.G., 2003. Erosion of the submarine flanks of the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 108 (F1). doi:10.1029/2002JF000003.

- MITCHELL, N.C.; BEIER, C.; ROSIN, P.L.; QUARTAU, R.; TEMPERA, F., 2008. Lava penetrating water: Submarine lava flows around the coasts of Pico Island, Azores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9: Q03024. doi:10.1029/2007GC001725.
- MITCHELL, N. C.; STRETCH, R.; OPPENHEIMER, C.; KAY, D.; BEIER, C., 2012. Cone morphologies associated with shallow marine eruptions: east Pico Island, Azores. *Bulletin Of Volcanology*, 74 (10): 2289-3201. doi: 10.1007/s00445-012-0662-5.
- MOORE, J.G. y FORNARI, D. J., 1984. Drowned reefs as indicators of the rate of subsidence of the island of Hawaii. *Journal of Geology*, 92: 752-759.
- MONTELLI, R.; NOLET, G.; DAHLEN, F. A.; MASTERS, G., 2006. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7 (11): Q11007. doi:10.1029/2006GC001248.
- MORALES VAN DE WYNGARD, ALBERTO JAIME, 1987. Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, Archipiélago Juan Fernández, V Región, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Antofagasta, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias.
- MORGAN, J.; MORGAN, W.; PRICE, E., 1995. Hotspot melting generates both hotspot volcanism and a hotspot swell. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100 (B5): 8045-8062.
- MÜLLER, R.D.; SDROLIAS, M.; GAINA, C.; ROEST, W.R., 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9: Q04006. doi:10.1029/2007GC001743.
- NORABUENA, E.; LEFFLER-GRIFFIN, L.; MAO, A.; DIXON, T.; STEIN, S.; SACKS, I.; OCALA, L.; ELLIS, M., 1998. Space geodetic observation of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science* 279: 358-362.
- NORCROSS, Z.M.; FLETCHER, C.H.; MERRIFIELD, M., 2002. Annual and interannual changes on a reef-fringed pocket beach: Kailua Bay, Hawaii. *Marine Geology*, 190 (3): 553-580.
- ORIONDATA-ASTRIUM, 2011. ITD0737 Chile DIFROL: Technical Project Report, 770-31-LP11.
- PARSONS, B. y SCLATER, J., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 82(5): 803 - 827.
- PASSARO, S.; MILANO, G.; D'ISANTO, C.; RUGGIERI, S.; TONIELLI, R.; BRUNO, P.; SPROVIERI, M.; MARSELLA, E., 2010. DTM-based morphometry of the Palinuro seamount (Eastern Tyrrhenian Sea): Geomorphological and volcanological implications. *Geomorphology*, 115: 129-140. doi: 10.1016/j.geomorph.2009.09.041.
- PAULAY, G. y McEDWARD, L. R., 1990. A simulation model of island reef morphology: the effects of sea level fluctuations, growth, subsidence and erosion. *CORAL REEFS*, 9: 51-62.
- PLATE, L., 1896. Zur Kenntnis der Insel Juan Fernandez. *Verh. der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*. Band XXIII, p. 221.
- PÖHLMANN, R., 1894. Observaciones sobre la mineralogía i jeología de las islas de Juan Fernández. *Anales Universidad de Chile*, 87: 633-647.
- QUARTAU, RUI MANUEL DO AMARAL BRANCO DE OLIVEIRA, 2007. The insular shelf of Faial: Morphological and sedimentary evolution, Chapter 5: Origin and evolution of the insular shelf of

- Faial. Tese para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Geociências, Aveiro, Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências.
- QUARTAU, R.; TRENHAILE, A.S.; MITCHELL, N.C.; TEMPERA, F., 2010. Development of volcanic insular shelves: insights from observations and modelling of Faial Island in the Azores Archipelago. *Marine Geology*, 275 (1): 66-83.
- QUARTAU, R.; TEMPERA, F.; MITCHELL, N.C.; PINHEIRO, L.M.; DUARTE, H.; BATES, R.; MONTEIRO, J.H., 2012. Morphology of the Faial Island shelf (Azores): the interplay between volcanic, erosional, depositional, tectonic and mass-wasting processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13 (4): Q04012.
- QUENSEL, P., 1920. Additional comments on the geology of the Juan Fernandez Islands. En SKOTTSBERG, C. (ed). *The natural history of Juan Fernandez and Easter Island*. v. 1. Geography, geology, origin of island life, pp. 37-88.
- RAMALHO, R.S.; HELFFRICH, G.; SCHMIDT D.; VANCE, D., 2010. Tracers of uplift and subsidence in the Cape Verde Archipelago. *Journal of the Geological Society*, 167 (3): 519-538.
- RAMALHO, R. S.; QUARTAU, R.; TRENHAILE, A.; HELFFRICH, G.; MADEIRA, J.; VICTÓRIA, S.S.D.S.; SCHMIDT, D. N., 2011. Why have the old Cape Verde Islands remained above sea-level? Insights from field data and wave erosion modeling [póster]. American Geophysical Union Chapman Conference. Puerto Ayora, Galápagos, Ecuador, julio 2011. <http://www.webpages.uidaho.edu/~dgeist/Chapman/Ramalho_AGU_Chapman_erosion.pdf>.
- RAMALHO, R. S., 2011. *Building the Cape Verde Islands*. 1st ed. Springer.
- RAMALHO, R.S.; QUARTAU, R.; TRENHAILE, A.S.; MITCHELL, N.C.; WOODROFFE, C.D.; ÁVILA, S.P., 2013. Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. *Earth-Science Reviews*, 127: 140 – 170. <<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.007>> .
- RENARD, A., 1889. Report on the rock specimens collected on the Oceanic Islands during the voyage of H. M. S. Challenger. *Rocks of Juan Fernandez*. Report of the Challenger Expedition, Vol. II, No. 15.
- REUTER, H. I.; HENGL, T.; GESSLER, P.; SOILLE, P. 2009. Preparation of DEMs for Geomorphometric Analysis. En *GEOMORPHOMETRY: Concepts, Software, Applications*. Developments in Soil Science, 33: 87-120. doi: 10.1016/S0166-2481(08)00004-4
- REYES VIZCARRA, JAVIER ANTONIO, 2012. Evolución magmática de la isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- ROMINE, B.M. y FLETCHER, C.H., 2013. A summary of historical shoreline changes on beaches of Kauai, Oahu, and Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 29 (3): 605-614.
- RYAN, W.B.F.; CARBOTTE, S.M.; COPLAN, J.O.; O'HARA, S.; MELKONIAN, A.; ARKO, R.; WEISSEL, R. A.; FERRINI, V.; GOODWILLIE, A.; NITSCHKE, F.; BONCZKOWSKI, J.; ZEMSKY, R., 2009. Global Multi-Resolution Topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10: Q03014. doi:10.1029/2008GCG002332.
- SANDWELL, D. y SMITH, W.H.F., 1997. Global marine gravity from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102: 10039-10054.

- SCHMINCKE, H.-U., 2004. 6. Seamounts and Volcanic Islands en *Volcanism*. 1st ed. Springer. doi: 10.1007/978-3-642-18952-4.
- SEPÚLVEDA LEMA, JORGE ANTONIO, 2012. Tomografía sísmica 2D de alta resolución bajo los montes submarinos O'Higgins. Tesis (Magíster en Ciencias, mención en Geofísica). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- SEPÚLVEDA SAN MARTÍN, PABLO ANDRÉS, 2013. Condiciones de sedimentación de secuencias sedimentarias holocenas en la isla Robinson Crusoe y sus implicancias en el alzamiento debido al crecimiento del hot-spot. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- SHAW, H. R., 1897. Uniqueness of volcanic systems. En DECKER, R. W.; WRIGHT, T. L.; STAUFFER, P. H. (eds.) *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey. 1350, 2: 1357-1394.
- SKOTTBERG, C., 1920-1956. *The Natural History of Juan Fernandez and Eastern Island*. Vol. I, Geography, geology, origin of island life.
- SMITH, J. y WESSEL, P., 2000. Isostatic consequences of giant landslides on the Hawaiian Ridge. *Pure and Applied Geophysics*, 157 (6): 1097-1114.
- SMITH, R.B.; SCHAFFER, P.; KIRSHBAUM, D.J.; REGINA, E., 2009. Orographic precipitation in the tropics: experiments in Dominica. *Journal of Atmospheric Sciences*, 66 (6): 1698 - 1716.
- SMOOT, N.C., 1983. Detailed bathymetry of guyot summits in the North Pacific by multi-beam sonar. *Surveying and Mapping*, 43: 53-60.
- SMOOT, N.C., 1991. *North Pacific Guyots*. Naval Oceanographic Office, AD-A239 388.
- SOBEL, A.H.; BURLEYSON, C., YUTER, S., 2011. Rain on small tropical islands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116: D08102. doi:10.1029/2010JD014695.
- STAUDIGEL, H.; KOPPERS, A.A.P.; LAVELLE, J.W.; PITCHER, T.J.; SHANK, T.M., 2010. Defining the word "seamount". *Oceanography* 23: 20-21.
- STAUDIGEL, H. y CLAGUE, D.A., 2010. The geological history of deep-sea volcanoes: Biosphere, hydrosphere, and lithosphere interactions. *Oceanography* 23 (1): 58-71.
- STEIN, C. y STEIN, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359 (6391): 123-129.
- STUESSY, T.F.; FOLAND, K.A.; SANDERS, R.W.; SILVA, M., 1984. Botanical and geological significance of potassium-argon dates from the Juan Fernández Islands. *Science*, 225 (4657): 49-51.
- TARBOTON, D., 2002. *Terrain Analysis Using Digital Elevation Models (TauDEM)*. Utah State University, USA. Software gratis <<http://hydrology.neng.usu.edu/taudem/>>.
- TEMPERA, F.; HIPÓLITO, A.; MADEIRA, J.; VIEIRA, S.; CAMPOS, A. S.; MITCHELL, N. C., 2013. Condor seamount (Azores, NE Atlantic): A morpho-tectonic interpretation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 98 (A): 7-23. <<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.09.016i>>.
- TRENHAILE, A.S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 166 (1): 163-178.

- TRENHAILE, A.S., 2001. Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (10): 1103-1128.
- TRENHAILE, A.S., 2011. Cliffs and rock coasts. En: WOLANSKI, E.; MCLUSKY, D. (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, Academic Press, Waltham, 3: 171-191.
- VOGT, P.R. y SMOOT, 1984. The Geisha Guyots: Multi-beam bathymetry and morphometric interpretation. *Journal of Geophysical Research*, 89: 11085-11107.
- VON HEUNE, R.; CORVALÁN, J.; FLUEH, E.R.; HINZ, K.; KORSTGARD, J.; RANERO, C.R.; WEINREBE, W.; the CONDOR Scientists, 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. *Tectonics*, 16 (3): 474-488. doi: 10.1029/96TC03703.
- WALCOTT, R., 1970. Flexure of the lithosphere at Hawaii. *Tectonophysics* 9 (5): 435-446.
- WATTS, A. y TEN BRINK, U., 1989. Crustal structure, flexure, and subsidence history of the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94 (B8): 10473-10500.
- WHITTAKER, J.; GONCHAROV, A.; WILLIAMS, S.; MÜLLER, R. D.; LEITCHENKOV, G., 2013. Global sediment thickness dataset updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14 (8): 3297-3305. doi: 10.1002/ggge.20181.
- YÁÑEZ, G.A.; RANERO, C.R.; VON HEUNE, R.; DÍAZ, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32° -34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal Geophysics Research*, 106: 6325-6345.
- YÁÑEZ, G.; CEMBRANO, J.; PARDO, M.; RANERO, C.; SELLES, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 23-38.
- YE, F.Y.; BARRIOT, J.P.; CARRETIER, S., 2013. Initiation and recession of the fluvial knickpoints of the Island of Tahiti (French Polynesia). *Geomorphology*, 186: 162 – 173.
- YESSON, C.; CLARK, M.R.; TAYLOR, M.L.; ROGERS, A.D., 2011. The global distribution of seamounts based on 30" bathymetry data. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58: 442-453.
- ZIEGLER, A. C., 2002. *Hawaiian Natural History, Ecology, and Evolution*. The University of Hawaii Press, Honolulu, Hawaii, USA.

ANEXOS

ANEXO A: SIMBOLOGÍA Y LEYENDA MAPA GEOMORFOLÓGICO

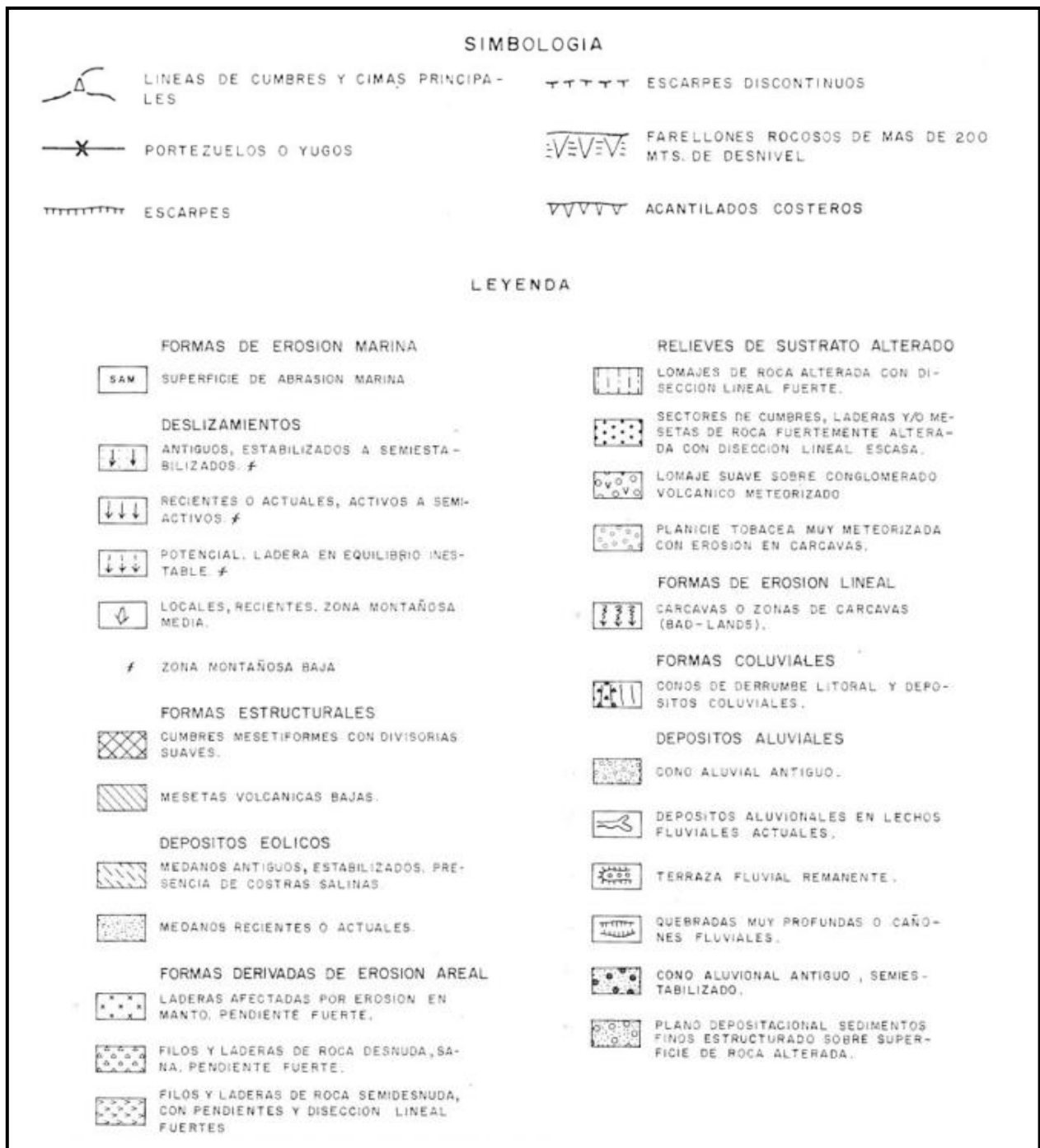


Figura: Simbología y leyenda de mapa geomorfológico (Figura 2.10), creado por IREN (1982).

ANEXO B: INFORMES BENTOS

1. DETALLE METODOLOGÍAS BENTOS

La información siguiente fue obtenida de los informes técnicos: (a) *Multibeam bathymetric survey north route for IMS hydroacoustic station Hao3 Robinson Crusoe Island, Chile* del estudio multihaz para L3- COMMUNICATIONS MARIPRO INC. y (b) *Bottom re-survey at IMS hydroacoustic station Hao3, Juan Fernández Islands, Chile, 2011* para COMPREHENSIVE TEST BAN TREATY ORGANIZATION.

1.1 INSTRUMENTOS UTILIZADOS EN BATIMETRÍAS MULTHAZ POR BENTOS

1.1.1 CAMPAÑA 2009-2011

- Ecosonda multihaz: L3-Elac Sea Beam 1050D (180-50 kHz)
- Sensor de movimiento: TSS 335B y TSS DMS 05
- Brújula en que está basado el GPS: Hemisphere Vector VS100
- DGPS Trimble SPS551: Corrección satelital XP
- Perfilador de velocidad de sonido: Valeport MIDAS SVP
- *Software* de navegación: HYPACK
- Adquisición y procesamiento multihaz: HYSWEEP
- Survey Platform: RV BENTOS

1.1.2 CAMPAÑA 2012

- Ecosonda multihaz: R2 Sonic 2024 (200-400 kHz)
- DGPS: Trimble SPS 185 con corrección XP Fugro
- Perfilador de velocidad de sonido: RBR 640X

1.1.3 REBUSCA CASA 212

- Sonar multihaz: R2Sonic 2024
- Sensor de movimiento: TSS DMS 05
- Brújula en que está basado el GPS: Hemisphere Vector VS100
- Sensor de velocidad del sonido: Mini SVP Valeport
- Corrección de DGPS: HP Fugro
- *Software* de navegación: HYPACK
- Adquisición y procesamiento multihaz: HYSWEEP

1.2 ETAPAS DE PROCESAMIENTO DE DATOS BATIMÉTRICOS

Etapa 1: Verificación de parámetros brutos (*Raw Parameters Verification*)

Los archivos brutos (*.raw) son descargados en el *software* de procesamiento (HYSWEEP) con los archivos de velocidad del sonido (SVP). Los *offsets* de los diferentes sensores (GPS/MRU/Transductores) son, también, verificados en esta etapa. Son

configurados filtros de puntos anómalos (*spikes*) y filtros de topografía sobresaliente (*overhang*) y de socavado (*undercut*).

Para la campaña 2011, las diferencias son archivos de sonido (SoS) y que se incluyen archivos de altura de mareas. Las mareas son obtenidas de las tablas de mareas de la armada de Chile, con la misma metodología utilizada en la campaña del 2009.

Etapa 2: Edición basada en franjas (*Swath-based editing*)

Los archivos de datos brutos son descargados y los filtros configurados en la etapa previa son aplicados. Luego, cada *ping* acústico es manualmente editado para descargar los puntos anómalos y los errores. Los archivos son guardados como archivos procesados (*.hs2).

Etapa 3: Edición basada en área (*Area based editing*)

Todos los perfiles son descargados en una matriz, lo cual permite visualización espacial del set de datos.

Errores que no fueron detectados en los pasos anteriores, son descartados, y los datos son exportados como una matriz y se genera un set de datos XYZ. Luego, se crea un Modelo Digital de Terreno (MDT o DMT) basado en un modelo de triangulación irregular (TIN), para visualizar el set de datos.

1.3 CARACTERÍSTICAS SEABEAM1050

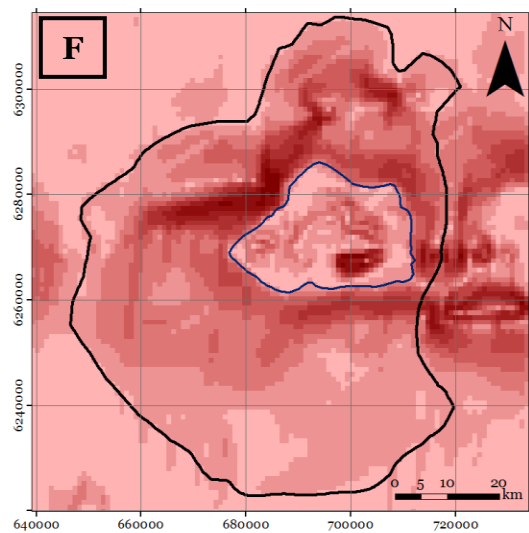
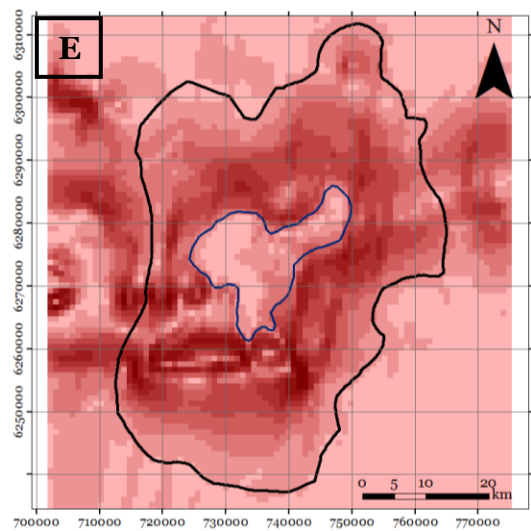
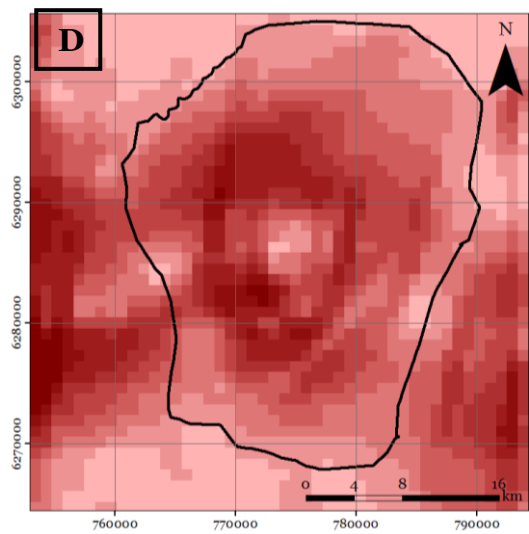
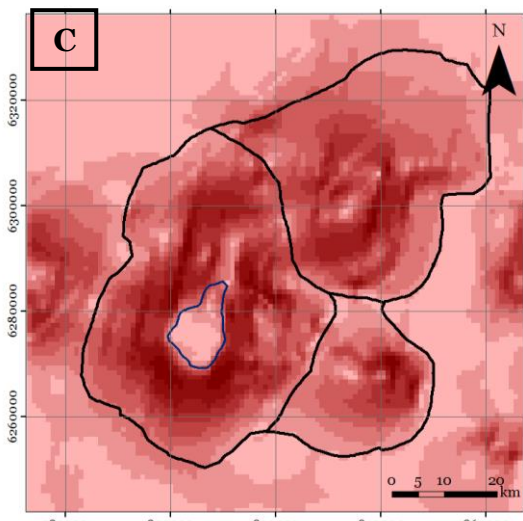
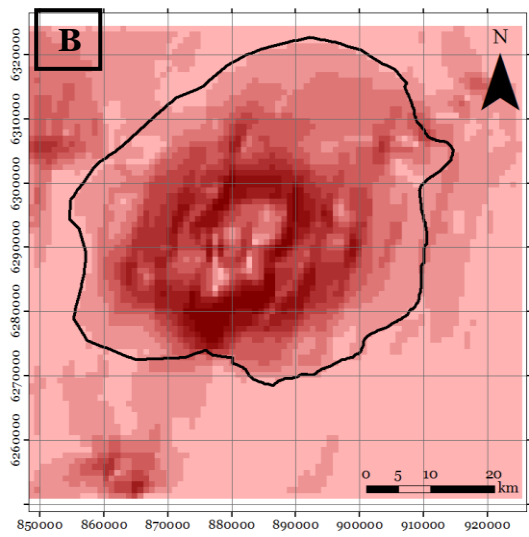
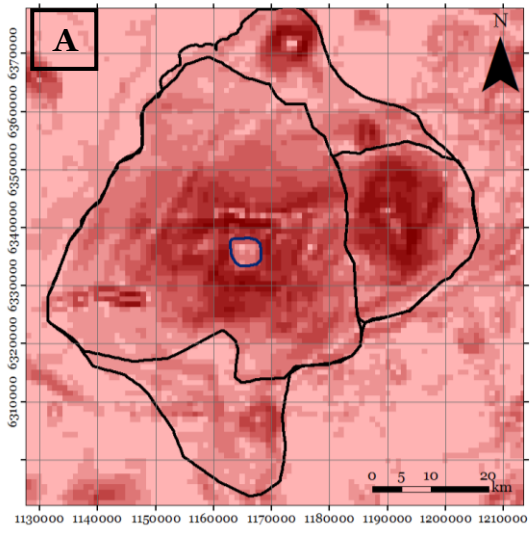
- 50/180 kHz de frecuencia dual
- 126 haces individuales
- 153° de ancho de franja
- 3000 m máxima profundidad de rendimiento
- Excede estándares IHO
- Vista integrada del *sidescan*
- Compensación en tiempo real
- 1.5° de resolución
- Excelente supresión de lóbulos secundarios
- Windows 2000&XP o UNIX

1.4 TEST DE CALIBRACIÓN REALIZADOS

Test de calibración realizados (*patch tests*) son:

- *Roll*
- *Pitch*
- *Yaw*
- *Latency*

ANEXO C: MAPAS DE PENDIENTES



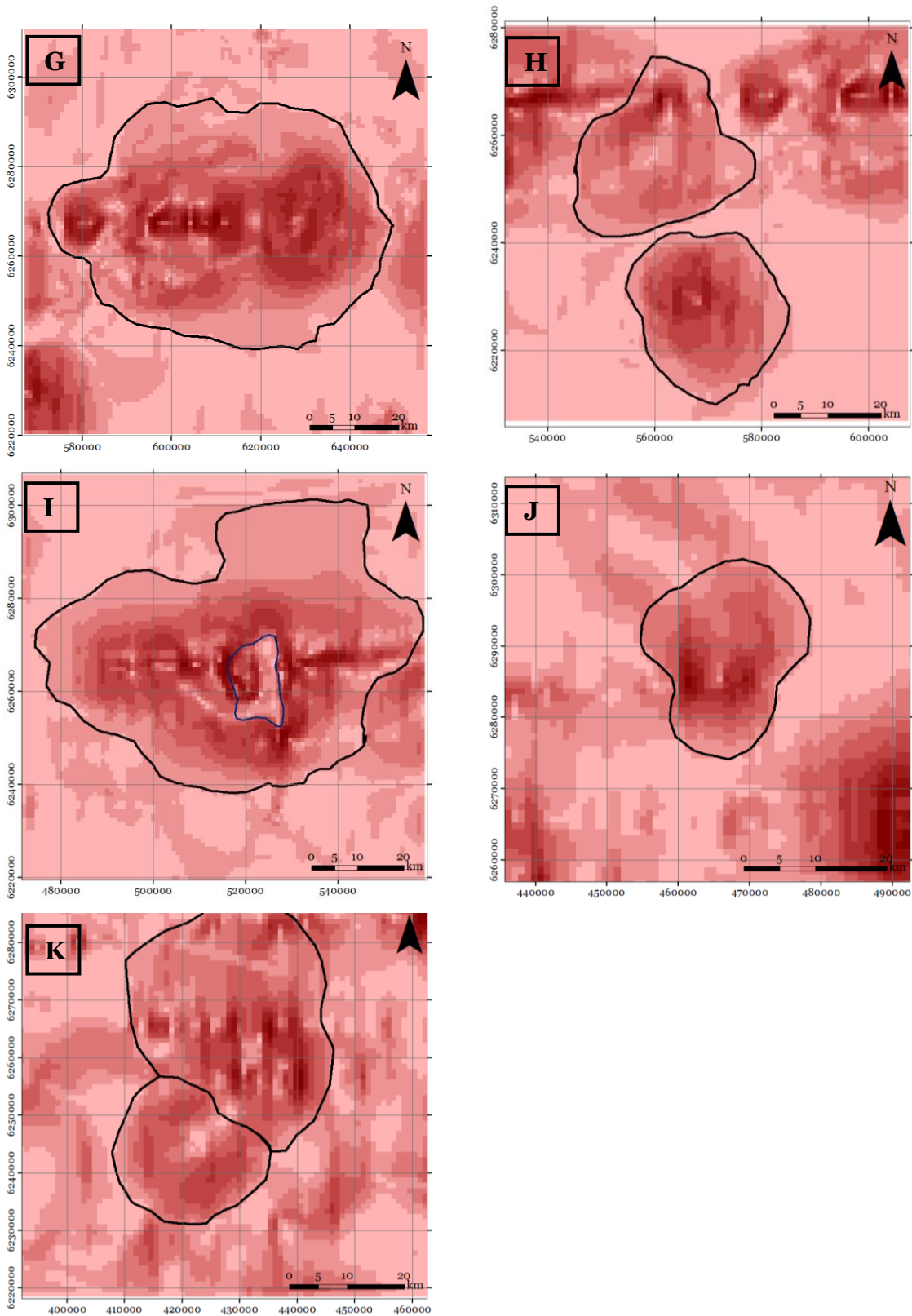
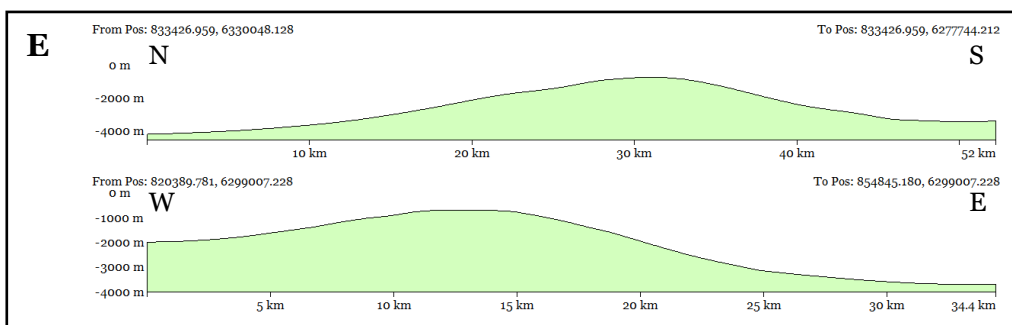
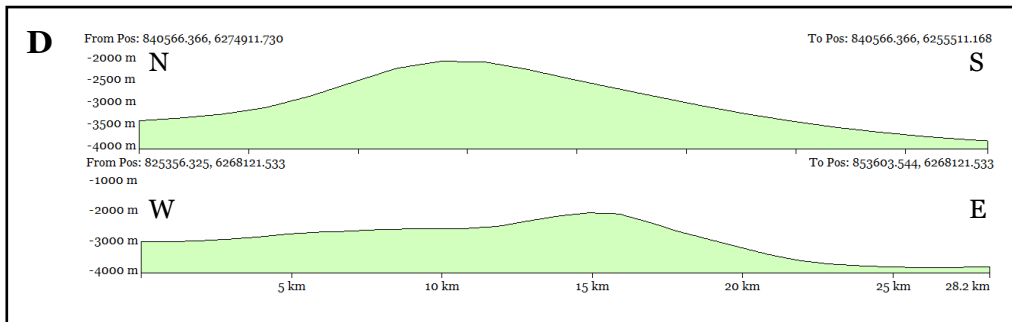
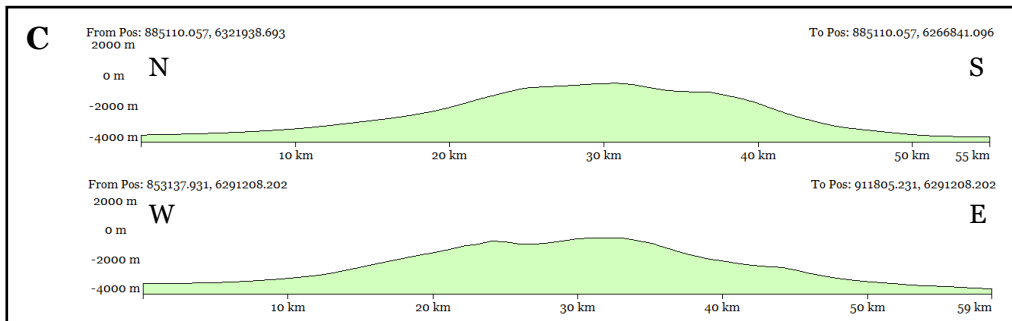
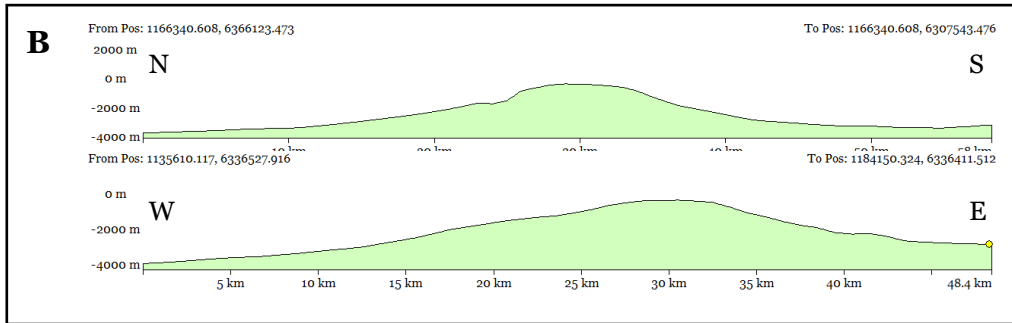
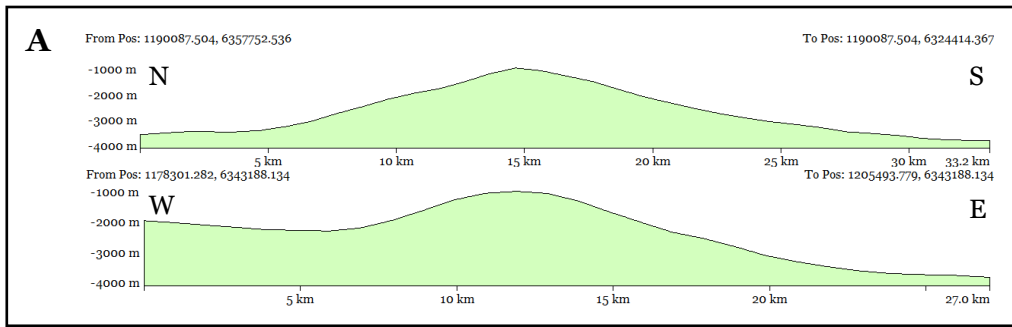
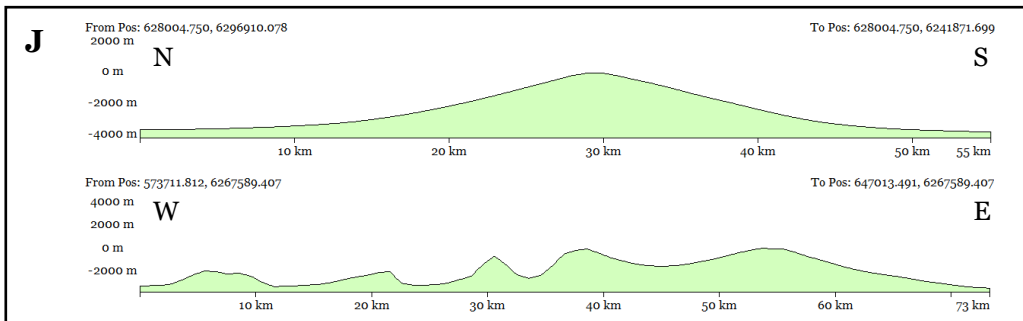
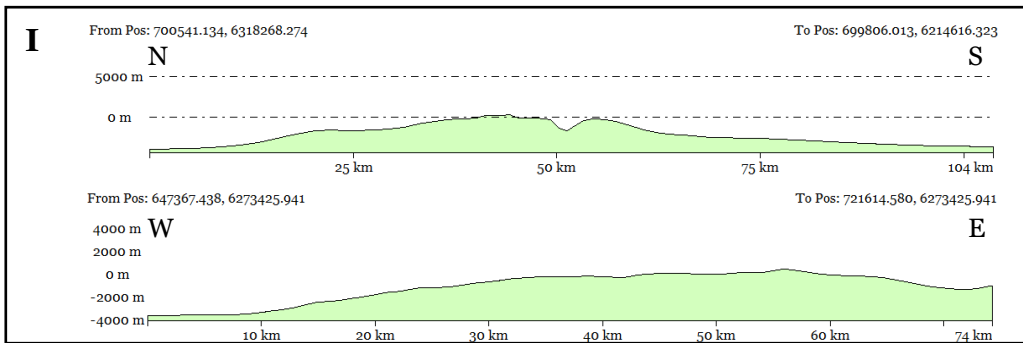
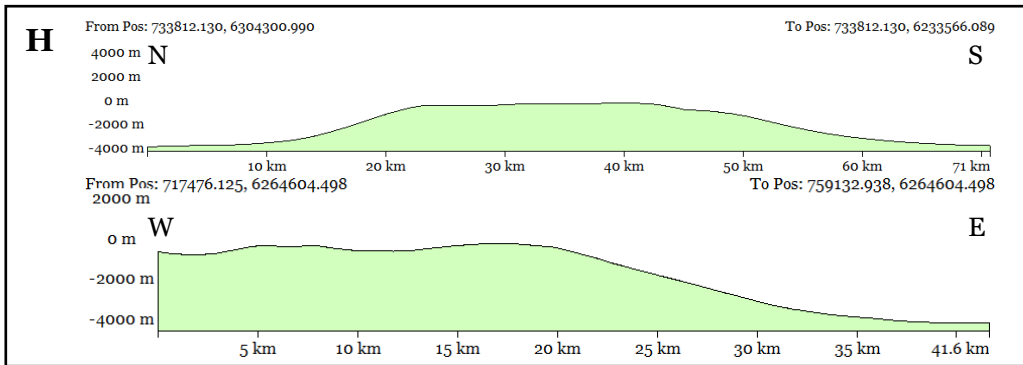
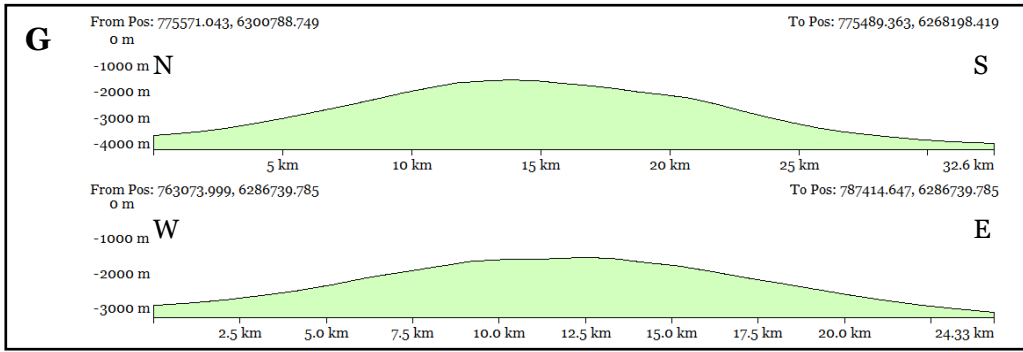
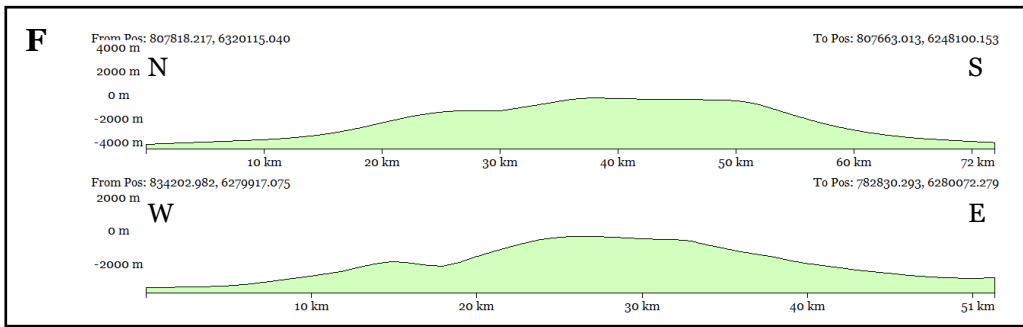
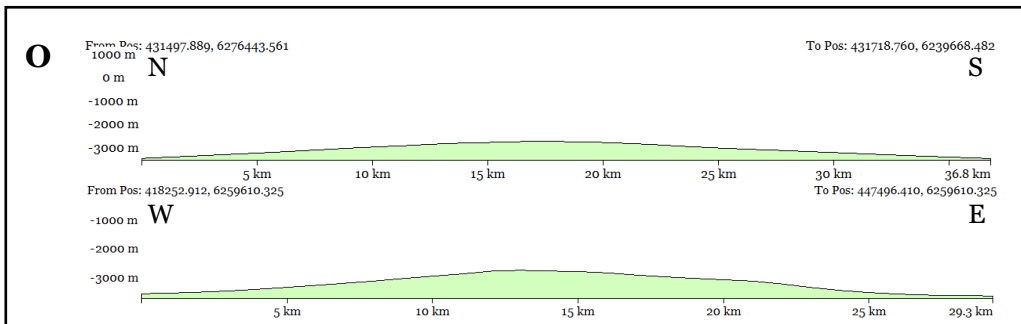
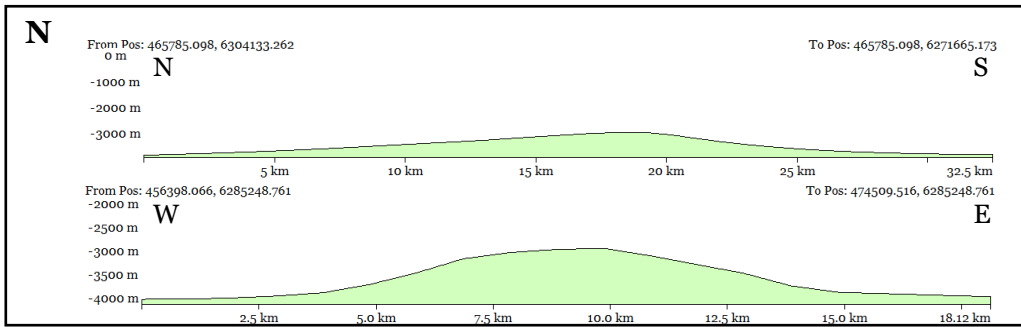
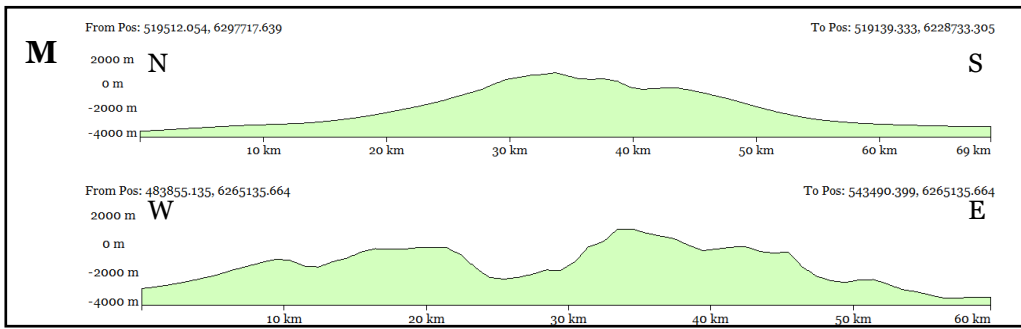
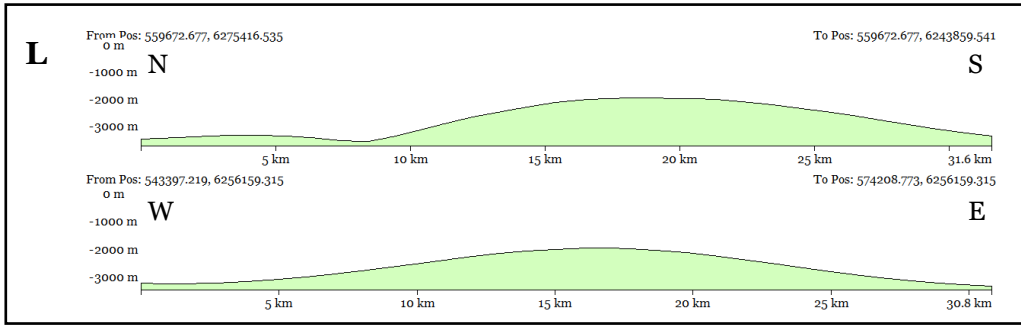
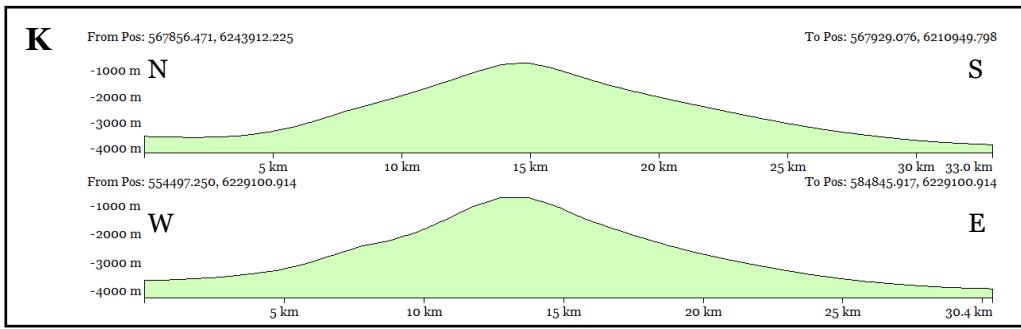


Figura: Mapas de pendiente de los montes submarinos, guyots e islas de la dorsal de Juan Fernández. Colores más claros indican menor ángulo y líneas negras son los límites considerados de los edificios. A) monte y guyot O'Higgins; B) Gamma; C) Beta; D) Omega; E) Alfa; F) RC; G) Delta; H) Epsilon (arriba) y Fi(abajo); I) Selkirk; J) Xi; K) Friday (arriba) y Domingo (abajo).

ANEXO D: PERFILES N-S Y W-E DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS







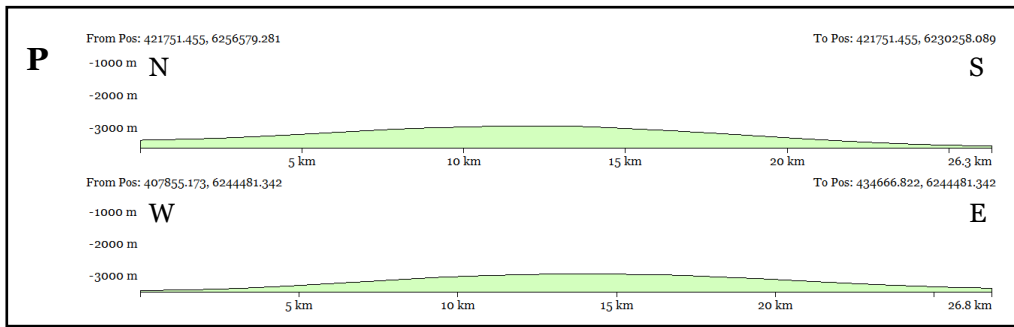


Figura: Perfiles norte-sur y oeste-este de los montes submarinos e islas de la dorsal de Juan Fernández. A: monte O'Higgins, B: guyot O'Higgins, C: Gamma, D: Beta3, E: Beta2, F: Beta1, G: Omega, H: Alfa, I: RC, J: Delta, K: Fi, L: Epsilon, M: Selkirk, N: Xi, O: Friday y P: Domingo.

ANEXO E: UBICACIÓN DE PERFILES TOPOGRÁFICOS

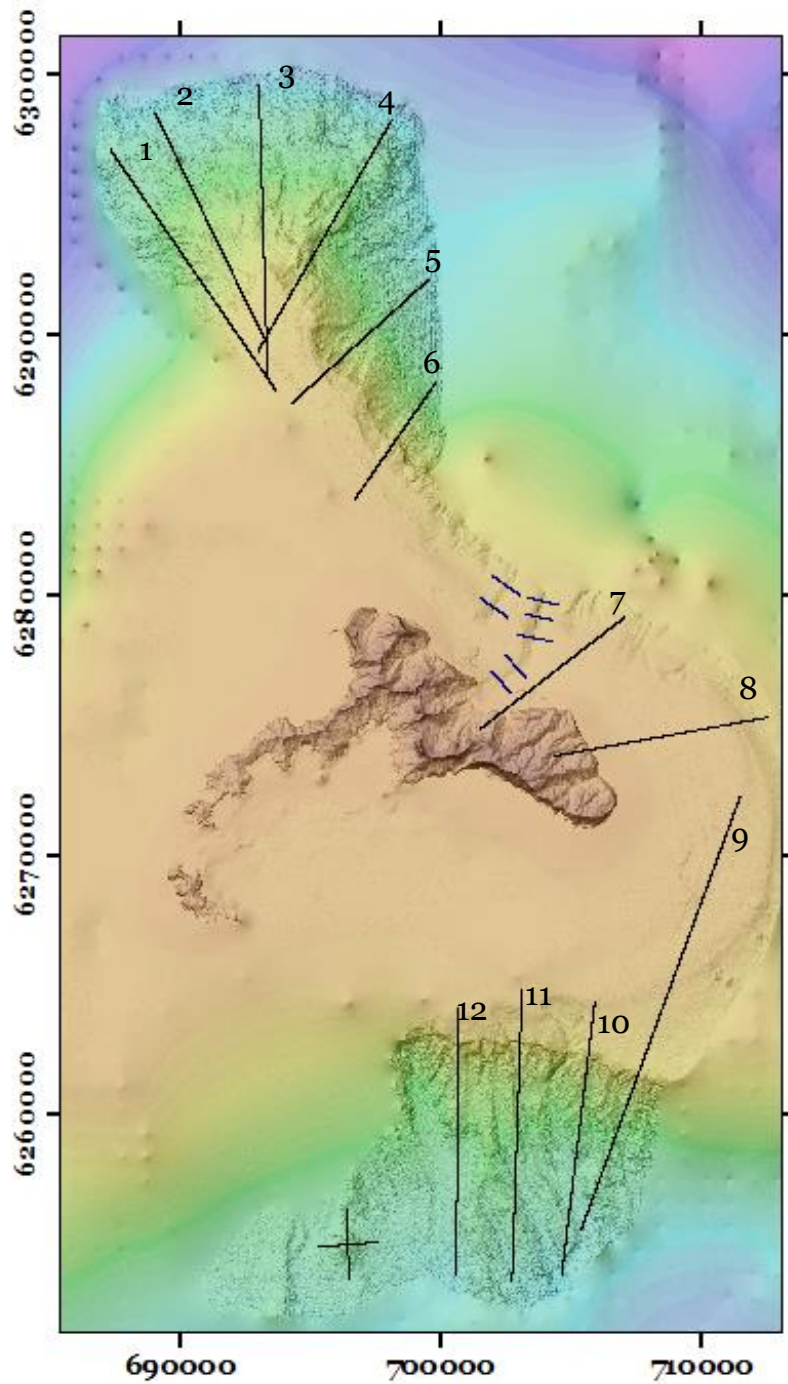


Figura: Trazas de perfiles topográficos en modelo batimétrico multi-resolución (Figura 5.3). Perfiles se muestran en Figuras 5.4, 5.6y 5.8.

ANEXO F: MODELOS DE POSICIÓN DE PUNTOS DE MÁXIMA ALTURA

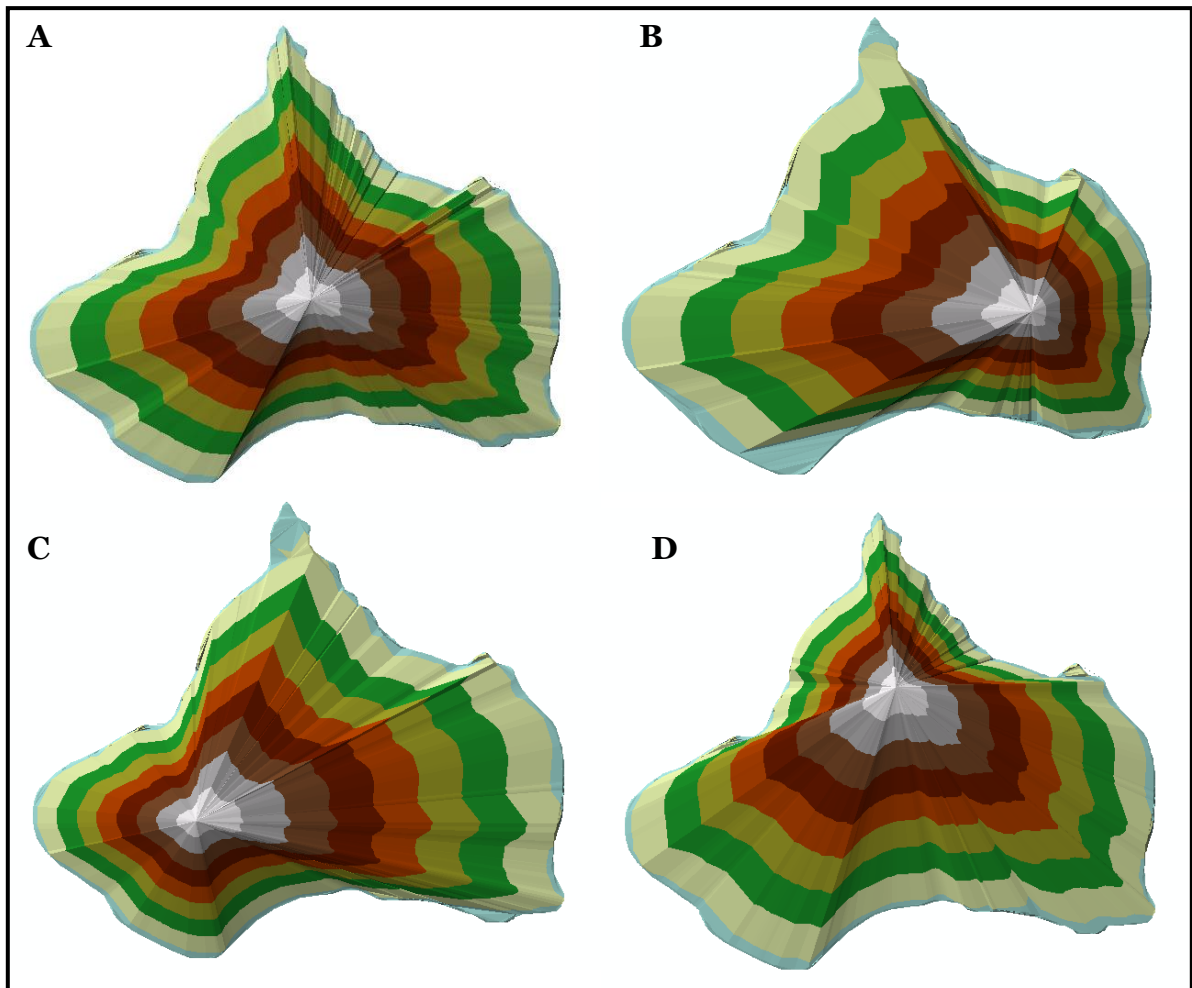
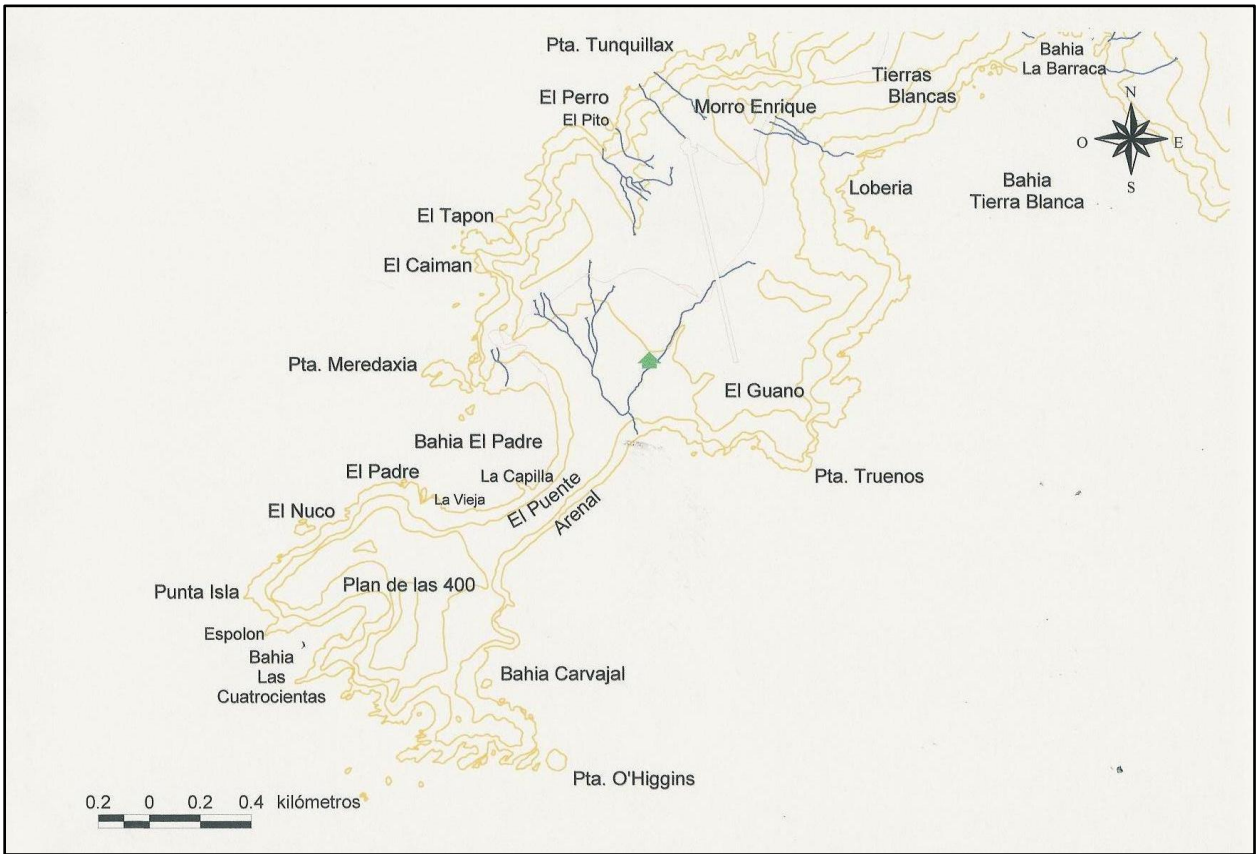
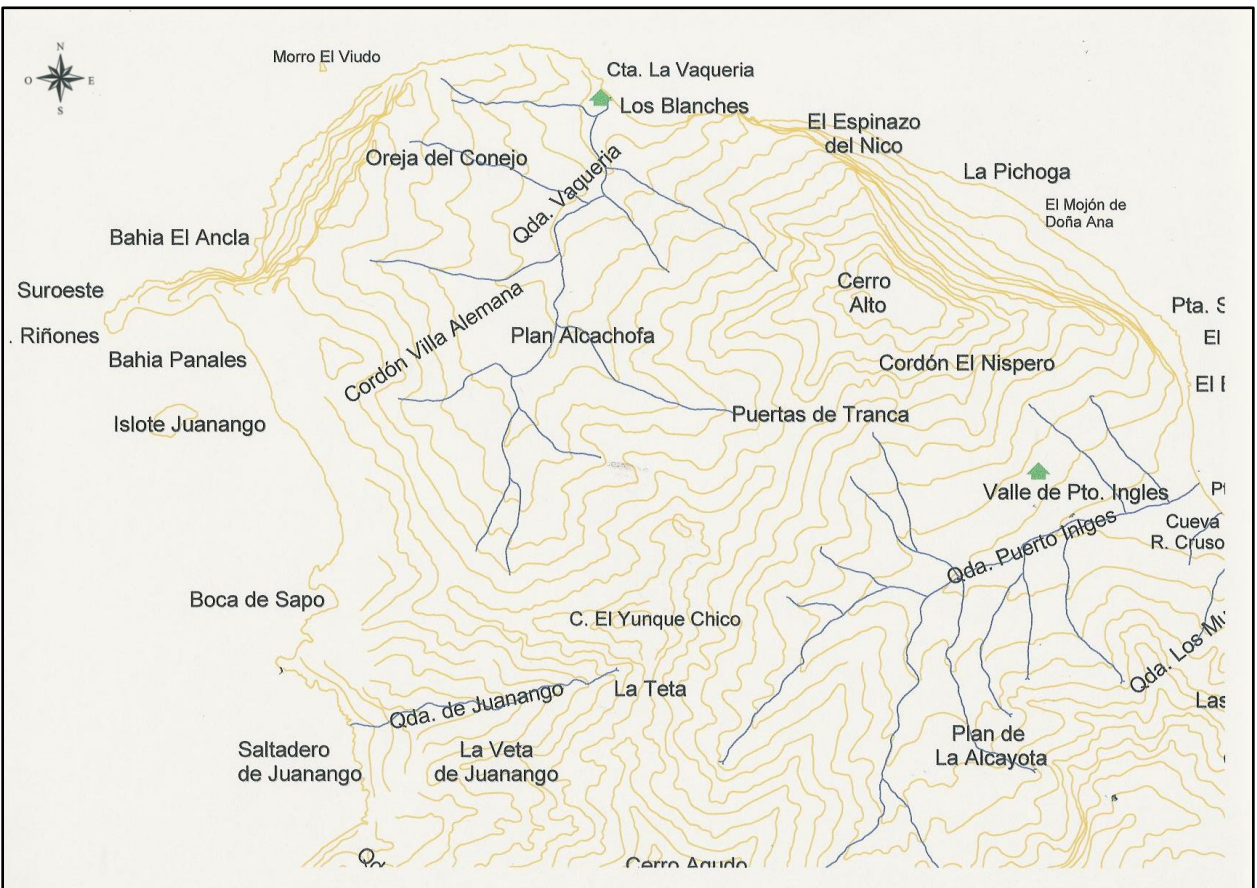
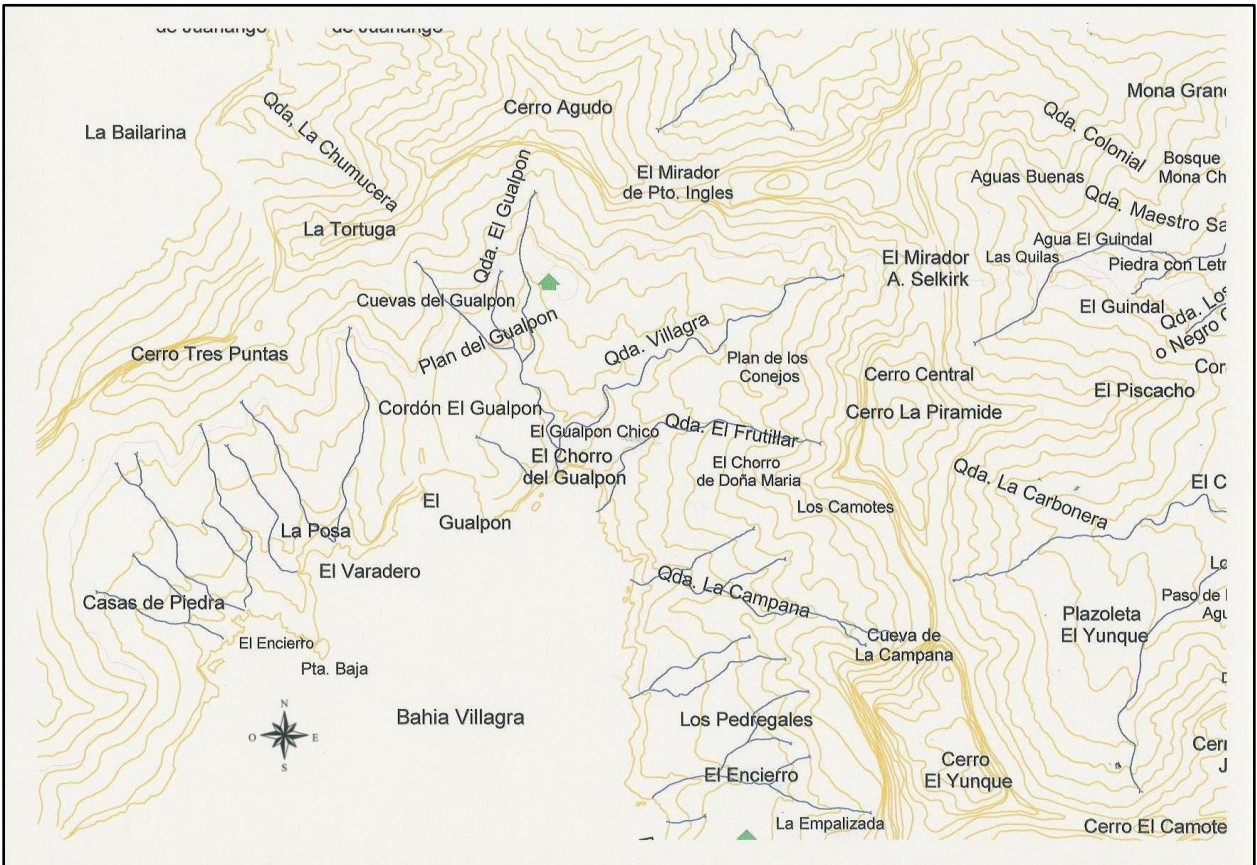
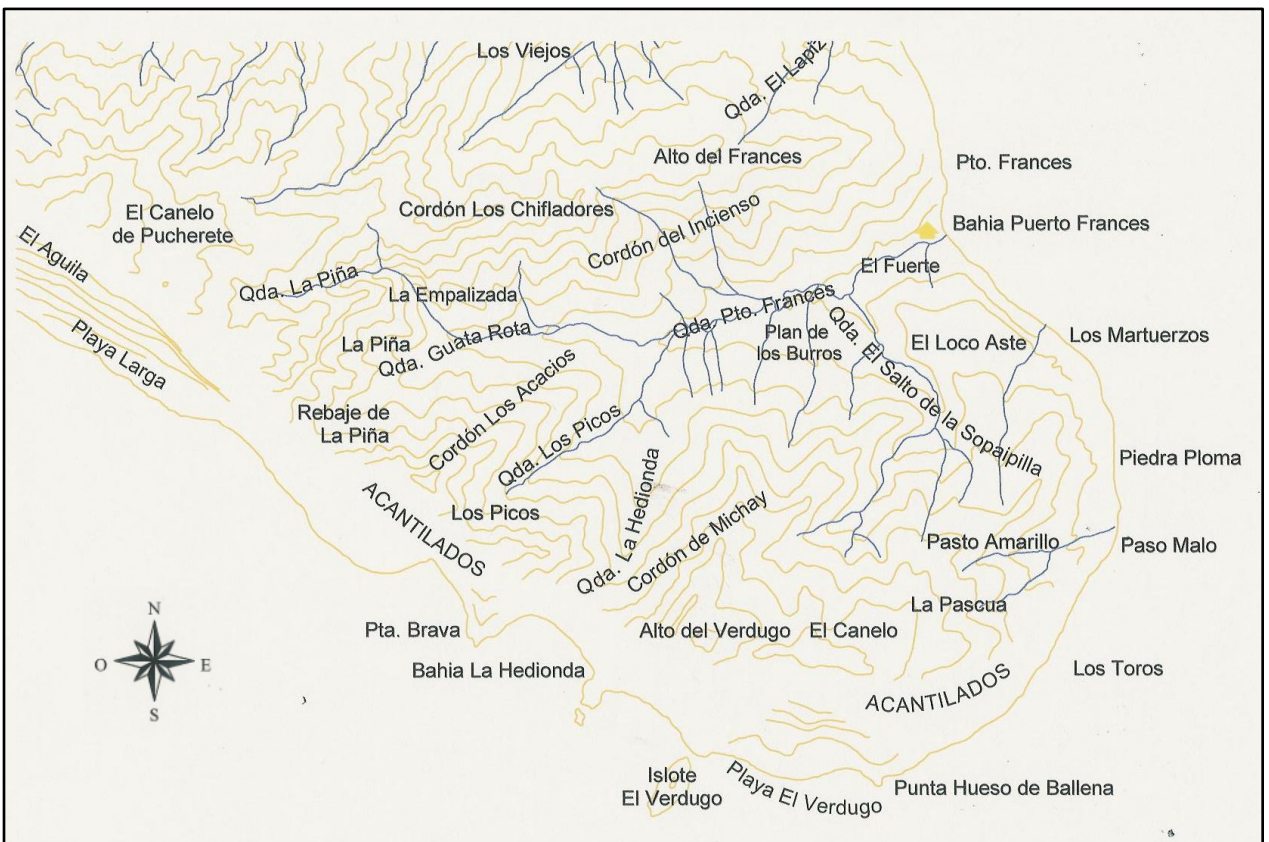
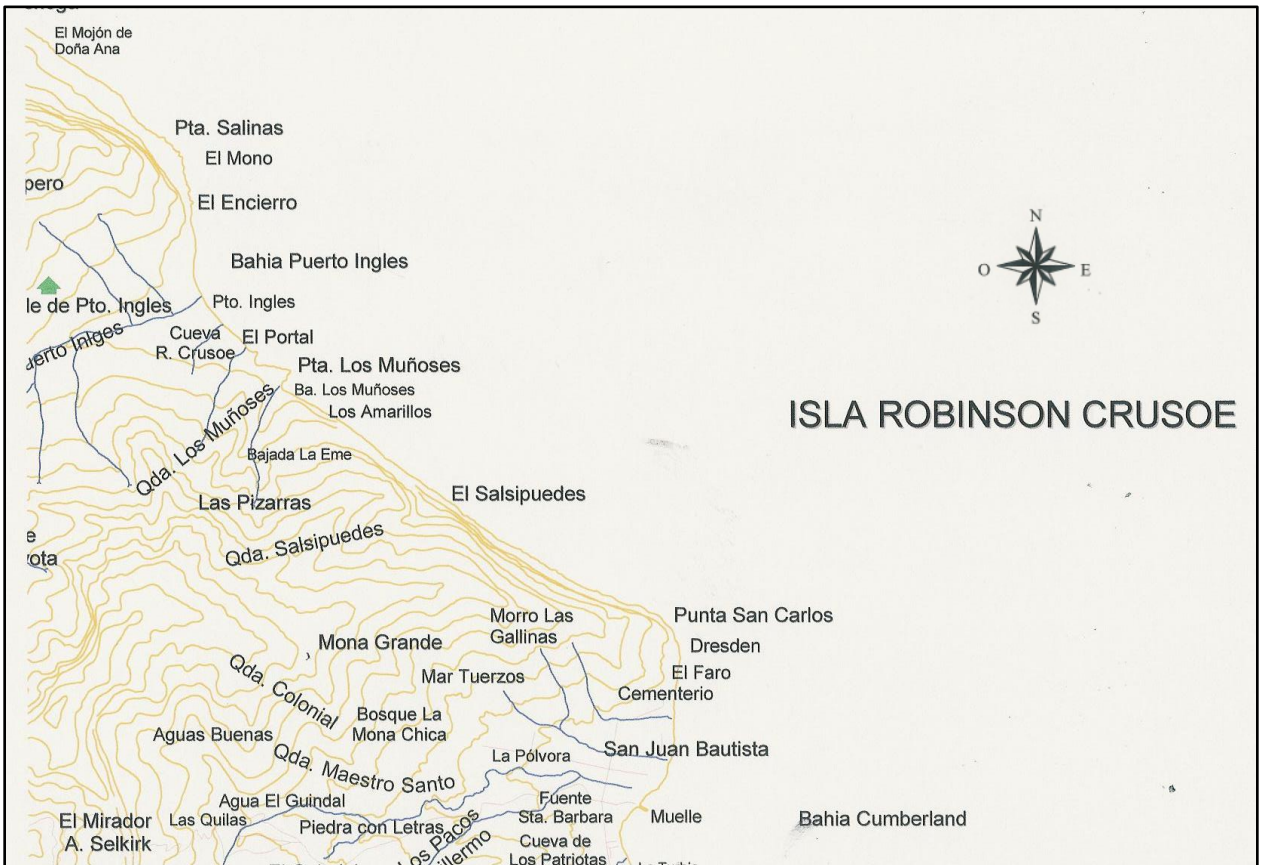


Figura: Modelos TIN para distintas ubicaciones de la altura máxima de la isla. A) Centroide; B) sector este; C) sector oeste; D) sector norte.

ANEXO G: TOPONIMIA DE ISLAS ROBINSON CRUSOE Y SANTA CLARA







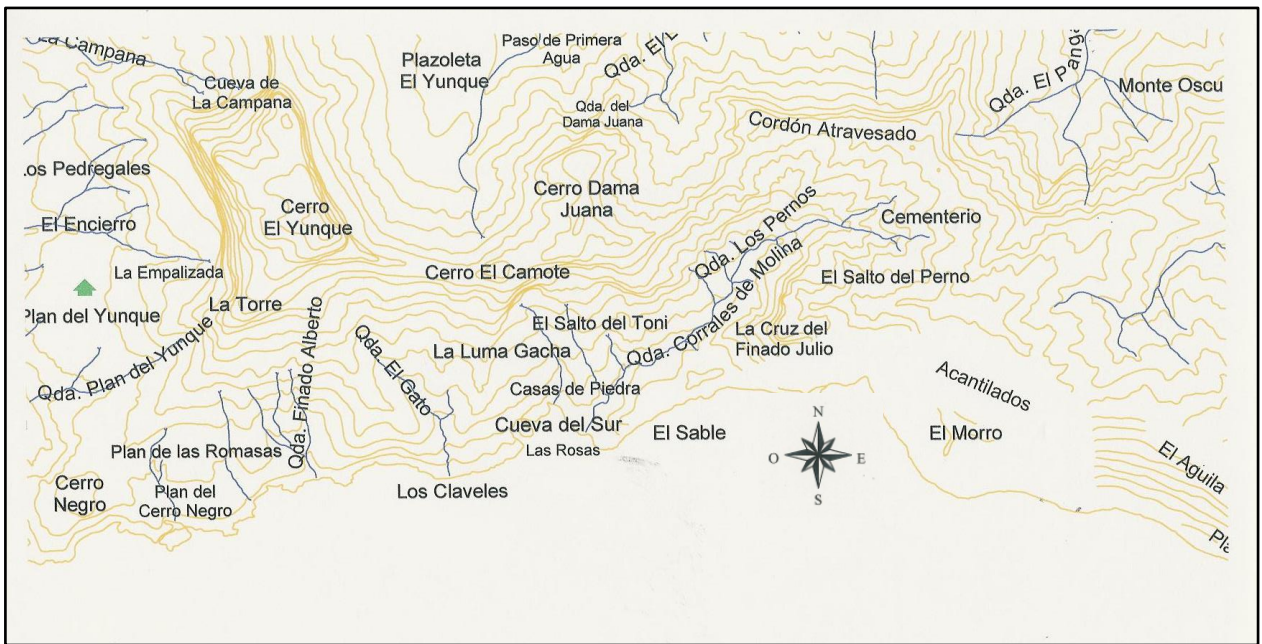


Figura: Toponimia de la isla Robinson Crusoe. Ilustraciones proporcionadas por CONAF (2013) en los archivos digitales desde Robinson1.jpg hasta Robinson10.jpg.

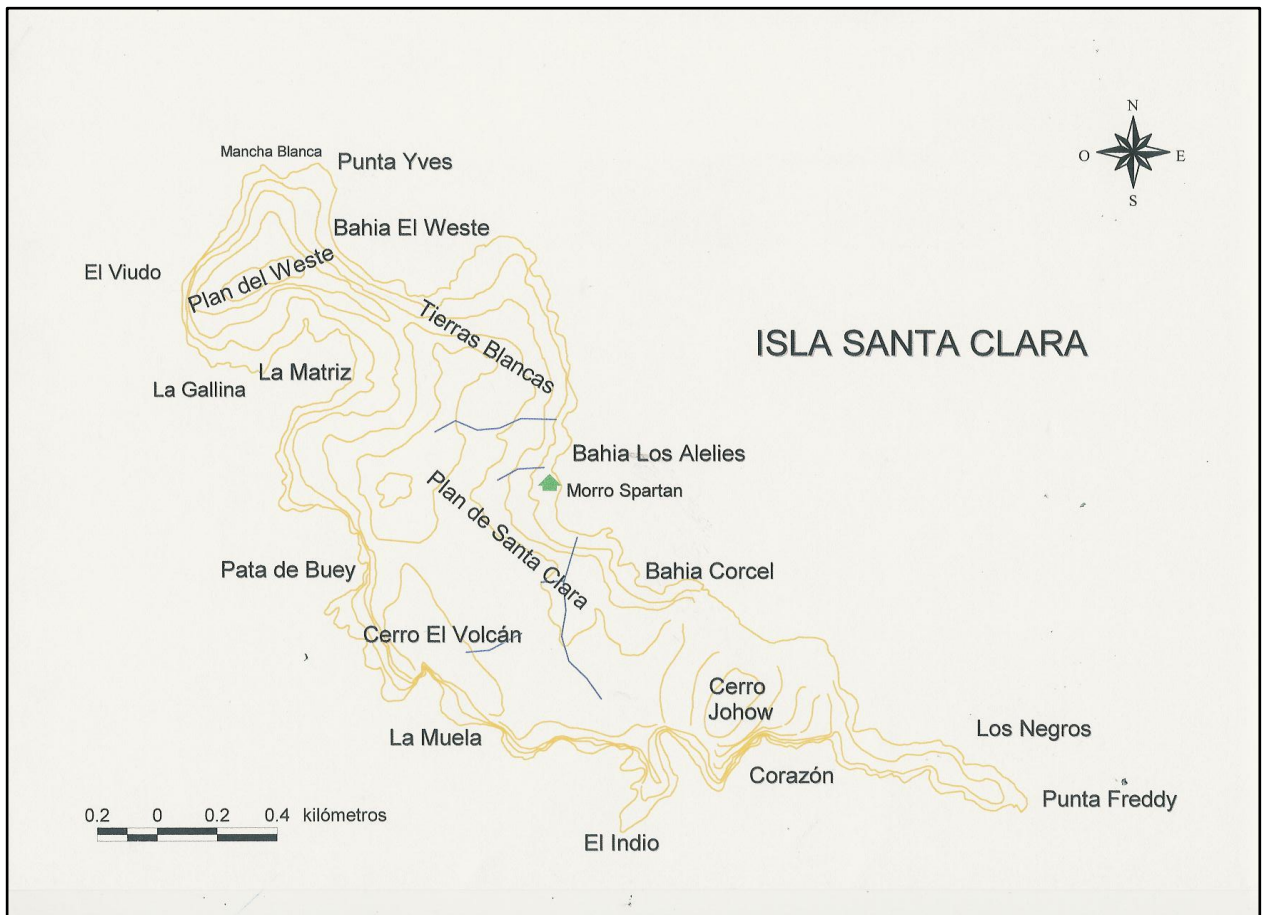


Figura: Toponimia de la isla Santa Clara. Ilustración proporcionada por CONAF (2013) en el archivo digital Santa Clara.jpg.